

Cambios en los procesos ecohidrológicos como consecuencia de la transformación del paisaje en el Chaco Semiárido en Argentina

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires, Área Ciencias Agropecuarias

María Laura Amdan

Lic. Ciencias Ambientales- Facultad de Agronomía de la Universidad de Buenos Aires -
2011

Lugar de trabajo: Facultad de Agronomía
Universidad de Buenos Aires



FAUBA

Escuela para Graduados Ing. Agr. Alberto Soriano
Facultad de Agronomía – Universidad de Buenos Aires



COMITÉ CONSEJERO

Director de tesis

José M. Paruelo

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

PhD (Colorado State University)

Consejero de estudios

Esteban G. Jobbágy

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

PhD (Duke-University)

JURADO

Tomás Schlichter

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

PhD (Georg-August-Universität Göttingen)

JURADO

Ana María Cingolani

Biólogo (Universidad de Buenos Aires)

Doctor en Ciencias Biológicas (Universidad de Buenos Aires)

JURADO

Raúl Silvio Lavado

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

Fecha de defensa de la tesis: 22 de junio de 2020

Dedicatoria

*A Julia, a Nica y a Tomi,
por las tardes de ocio que están por venir.
A Mignini.*

Agradecimientos

Agradezco profundamente a todas las personas que me esperaron, que comprendieron o intentaron comprender la complejidad de este proceso. En especial a José Paruelo que me permitió hacer de este trabajo no solo un sendero de formación profesional, sino también un verdadero descubrimiento personal.

A Dolores Arocena por su constante apoyo, ayuda, orden, buena onda, incansable, infinita. A Lu Staiano, Camilo Bagnato, Daniel Villarroel en particular por sus aportes “R” y en ese sentido indudablemente a Marcos “disidente” Texeira por los rescates de mis hundimientos en el océano de la programación.

Al GEA, con Esteban Jobbágy a la cabeza, otro espacio de crecimiento y creación. Ricardo, Silvina, Raúl, Sofía, Patricio, Marcelo, Germán, Jorge, Javier... muchas horas en el laboratorio, o en el campo, siempre siempre recibí la mejor onda.

A la EPG, Mabel, Romina, entre otros, siempre fueron muy amables con el proceso y los vericuetos administrativos, y a los jurados que con mucha paciencia ayudaron a mejorar notablemente el manuscrito de la tesis.

A los incontables “nap hunters”, tantos... Ricardo Paez, Santi, Camilo, Facu, Pablito, Gonza, Ulises, Dani, Pau, Gero, Lisandro Blanco!! Ahhh, que aguante muchachis, eso si que fue extremo, espero que lo recuerden con tanta alegría y cariño como yo!!

A José Volante y Ana Álvarez por introducirnos al mundo del Chaco Semiárido. Al INTA de Cerrillos, Quimilí y Sachayoj por facilitarme contactos para hacer los muestreos.

A los compañeros de todos los días, Hernán y Pablito, Mery y Marcos, Gabi, luego se sumaron Gonza y Camilo, ¡no sé hasta qué puntos agradecerles o no, jaj!!, sin lugar a dudas queda la marca del LabFo en mi

A Santi Verón, Seba, Carlos Di Bella, Fer Menvielle, Pame, Gerva, María B, Gonza García, Oggi, Tamara... todos parte del grupo de trabajo con mayor o menor cercanía, en la docencia, en el campo, de todos aprendí algo bueno.

A mis queridas familias, la de posta por todo el apoyo en los años más difíciles.... A las familias encontradas, Laura, Diego, los Onis que siempre ayudaron y nunca juzgaron mi camino. Los Lebrero por su confianza. A Ana Giner, mi psicóloga por subirme un poquito la autoestima. A mi familia Pacha, a mi amiga Celes, Pat, Marian, Pedro por el despertar humano.

A Tomi y a Juli muy especialmente a los dos por convivir con este proceso silencioso y tantas veces angustiante pero que hoy nos da tanto orgullo. Si bien a Juli no le quedaba otra siempre fue muy generosa con su compañía y demanda, el apoyo inconsciente y el cuidado recibido de su parte es inconmensurable. Tomi, que pudo huir a tiempo, hoy ya estamos proyectando otro largo camino juntos, que tengo muchas ganas de recorrer. ¡Infinitas gracias por la espera y el aguante!! Y a Nica... por elegirnos para encarnar en este mundo.

Declaración

“Declaro que el material incluido en esta tesis es, a mi mejor saber y entender, original, producto de mi propio trabajo (salvo en la medida en que se identifique explícitamente las contribuciones de otros), y que este material no lo he presentado, en forma parcial o total, como una tesis en ésta u otra institución.”

M. Laura Amdan

Índice General

Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos	iv
Declaración	v
Índice General.....	vii
Índice de Cuadros	ix
Índice de Figuras.....	xi
Lista de Abreviaturas	xv
Resumen.....	xvi
Abstract.....	xvii
 CAPÍTULO 1: Introducción	 2
1.1 El avance de la de la agricultura en el Chaco Semiárido en Argentina.	3
1.2 El sistema ecohidrológico del Chaco Semiárido y la dinámica de sales.....	4
1.2.1 Características funcionales del sistema	4
1.2.2 La salinización como consecuencia del cambio de cobertura vegetal.....	5
1.3 Antecedentes sobre salinización secundaria	5
1.3.1 La salinización secundaria en el mundo.....	5
1.3.2 Sobre el grado de reversibilidad de la degradación por salinización secundaria.....	6
1.4 Escalas y niveles.....	7
1.5 Los interrogantes que se plantean en esta tesis	7
1.6 Las hipótesis y los objetivos del trabajo	8
1.7 Caracterización de la zona de estudio.....	9
1.7.1 Clima del Chaco Semiárido.....	10
1.7.2 Hidrografía y geomorfología.....	11
1.7.3 Vegetación.....	12
1.8 Organización de la tesis	12
 CAPÍTULO 2: Dinámica hídrica en la zona vadosa de bosques y lotes desmontados en el Chaco Semiárido	 15
2.1 Introducción.....	15
2.2 Materiales y métodos.....	16
2.2.1 Diseño experimental.....	16
1.1.1 Información climática de los sitios muestreados.....	18
1.1.1 Mediciones de humedad, textura, pH y conductividad eléctrica	19
1.1.2 Estimaciones de recarga.....	19
1.1.3 Análisis de datos	20
1.2 Resultados.....	21
1.2.1 Perfiles de humedad	22
1.2.2 Perfiles de cloruros y de conductividad eléctrica	28

1.2.3	Estimaciones de recarga.....	35
1.2.4	Perfiles de humedad, cloruros y recarga en función de la edad del desmonte.	37
2.4	Discusión.....	38
CAPÍTULO 3: Dinámica de la evapotranspiración en bosques y lotes desmontados en el Chaco Semiárido.....		
3.1	Introducción	43
3.2	Materiales y métodos	45
3.2.1	Modelo para la determinación de la evapotranspiración a partir de imágenes satelitales.....	45
3.2.2	Sitio de estudio, muestreo, selección de imágenes satelitales y píxeles	46
3.2.3	Análisis de datos	49
3.3	Resultados	51
3.3.1	Perfiles de evapotranspiración por usos.....	51
3.3.2	Análisis temporal de la evapotranspiración.	54
3.3.3	Análisis de la interacción espacial entre el borde del monte y el desmonte.	57
3.4	Discusión.....	58
CAPÍTULO 4: Dinámica de la evapotranspiración a escala de paisaje en el Chaco Semiárido .62		
4.1	Introducción	62
4.2	Materiales y métodos	63
4.2.1	Zona de estudio y grillado	63
4.2.2	Determinación de la evapotranspiración a partir de imágenes satelitales	64
4.2.3	Análisis de paisaje	66
4.2.3.1	Obtención de índices de paisaje.....	66
4.2.4	Determinación de años húmedos y secos e intervalos de precipitación.....	68
4.2.5	Análisis de datos	69
4.3	Resultados	72
4.3.1	Índices de paisaje.....	72
4.3.2	Valores de evapotranspiración y precipitación.....	73
4.3.3	La dinámica de la evapotranspiración en función al diseño del paisaje.....	75
4.4	Discusión.....	82
CAPITULO 5: Discusión general.....		
5.1	Conclusiones de esta tesis.....	86
5.2	Nuevas preguntas que surgen a partir de este trabajo	90
5.3	Posibles aplicaciones de los resultados de esta tesis	92
Bibliografía.....		98
Anexo 1		116
Anexo 2		120
Anexo 3		130

Índice de Cuadros

Cuadro 2.1: Descripción de los sitios muestreados, los departamentos Moreno y Alberdi se encuentran en la Provincia de Santiago del Estero, el departamento de Anta en la Provincia de Salta. Las características texturales fueron obtenidas mediante el método de Bouyocus 1962 y se encuentran ordenadas desde la superficie hasta los 4 m de profundidad. Los años del desmonte se obtuvieron de la clasificación de Vallejos *et al.*, 2013. La descripción de usos se basa en conversaciones con productores locales y en la observación personal. La clasificación de suelos hasta subgrupo se obtuvo de la carta de suelos de INTA 2009.

Cuadro 2.2: Humedad relativa (Hrel) de perfiles de suelo de 4 m de profundidad ubicados entre sí a lo largo de una transecta de 300 m donde 0 m se encuentra en el lote con monte y 300 m dentro del lote desmontado (pastura, riego o seco). Se utilizó un análisis MLGM que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso. La Hrel es una medida adimensional de humedad respecto de la capacidad de almacenamiento del perfil en función de la capacidad de campo del mismo.

Cuadro 2.3. Autovectores de los componentes principales de la variabilidad en la humedad relativa de perfiles de suelo según los usos pareados de las transectas (monte y pastura, monte y riego y monte y seco); Profundidad de la muestra (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400 cm desde la superficie).

Cuadro 2.4: Análisis de las diferencias de $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ y $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ de perfiles de suelo de 4 m de profundidad entre distancias desde el centro del monte (0 m) hasta el lote agrícola (300 m) para transectas de lotes pareados entre monte y pastura, monte y riego, monte y seco. Las medidas informadas (unidades originales y transformadas) son valores medios por distancia y uso. Las variables fueron transformadas por su Log natural para poder validar los supuestos del modelo lineal mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detalla el modelo en el Anexo 1). Se reportan las medias de las variables transformadas por su logaritmo y las medias en las unidades originales.

Cuadro 2.5: Análisis de las diferencias de conductividad eléctrica ($\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$) de perfiles de suelo de 4 m de profundidad entre distancias desde el monte (0 m) hasta el lote agrícola (300 m) para transectas de lotes pareados entre monte y pastura, monte y riego, monte y seco. Las variables fueron transformadas por su Log natural para poder validar los supuestos del modelo lineal mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detalla el modelo en el Anexo 1).

Cuadro 2.6. Autovectores de los dos componentes principales de la variabilidad en los $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ de Cl^{-} en perfiles de suelo según la profundidad de la muestra (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400 cm desde la superficie).

Cuadro 2.7. Estimaciones de recarga de humedad de la zona vadosa ($\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$) a partir del método del desplazamiento del frente de cloruros. Las distancias en m corresponden a la ubicación de los perfiles de 4 m muestreados en cada transecta de lotes pareados, monte-desmonte. En las últimas dos columnas se detallan los resultados del modelo estadístico aplicado para determinar si existen diferencias significativas entre distancias (el modelo se detalla en el Anexo 1).

Cuadro 3.1: Imágenes Landsat seleccionadas por fecha. En las columnas de la derecha se detallan los datos obtenidos por estaciones meteorológicas vinculados a cada una de las imágenes analizadas. El uso de cada uno de estos datos dentro del modelo para obtener los valores de ET se detalla en el Anexo 2.

Cuadro 3.2: Estimación de la recarga potencial ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$) obtenida a partir de la integral de las curvas representadas en la Figura 3.7. La recarga de los montes se asume en 0. La pp indica la precipitación total del período analizado.

Cuadro 4.1: Índices de paisaje obtenidos para el análisis de la fragmentación de los bosques de las Planicies del Chaco Semiárido.

Cuadro 4.2: Clasificación de años secos y húmedos en las Planicies del Chaco Semiárido, período 2003 – 2014.

Cuadro 4.3: Valores promedio mensual (período 2003-2014), máximos y mínimos de Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel), obtenidos a partir de datos de temperatura superficial e Índice de Vegetación Verde Normalizado (IVN) de los sensores del satélite AVHRR NOAA y relativizados en función del valor del percentil 95 observado.

Cuadro 4.4: Valores promedio anual (período 2003-2014), máximos y mínimos de Unidades Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel), obtenidos a partir de imágenes y datos de temperatura superficial e índice de vegetación verde normalizado de los sensores del satélite AVHR NOAA y relativizados en función del valor del percentil 95 observado.

Cuadro 4.5: Valores promedio anual (período 2003- 2014), de precipitación ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$), obtenidos a partir de imágenes TRMM para cada uno de los años analizados. La diferencia de la media respecto al promedio total se utilizó para clasificar los años en función de la precipitación en torno a este valor medio.

Cuadro 4.6: Valores de los coeficientes de los modelos propuestos para determinar Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel) en función del porcentaje de área de bosque (PPAI) y el número de parches de bosque (NumP) de cada celda de paisaje (5400 ha). El coeficiente $b0$ corresponde a la intersección con el eje 0, el coeficiente $b1$ multiplica PPAI (Porcentaje de monte); $b2$ multiplica al NumP (Número de parches) y el coeficiente $b3$ representa el valor de la interacción multiplicando tanto a PPAI como al NumP. La columna *valores p* representa el número de iteracciones en las que el parámetro resultó significativo. Se establece que las variables tienen un grado de correlación significativo cuando el índice V.I.F es mayor que 2.

Índice de Figuras

Figura 1.1: Bosques remanentes en las provincias de Salta, Santiago del Estero, Formosa y Chaco (UMSEF 2017) dentro de la ecorregión Chaco Seco (WWF 2017, Burkart et al., 1999).

Figura 1.2: La zona de estudio queda comprendida en las planicies semiáridas de las provincias de Salta, Santiago del Estero, Chaco y Formosa. La zonificación de la ecorregión Chaco Seco fue tomada de WWF (2017) y Burkart *et al.*, (1999).

Figura 2.1: Esquema del muestreo por transecta. Las barras grises representan pozos de 4 m de profundidad que se utilizaron para caracterizar los perfiles de suelo a las distancias indicadas.

Figura 2.2: Ubicación de los sitios muestreados. Cada círculo representa una transecta pareada de monte – pastura (TMP), monte – riego (TMR) o monte – secano (TMS).

Figura 2.3: Perfiles de humedad relativa (Hrel, adimensional) para cada transecta de lotes pareados: monte-pastura (TMP); monte-riego (TMR) y monte-secano (TMS). Las distancias (m) corresponden a los pozos dentro de las transectas. En verde las distancias 0,50 y 100 m que corresponden al lote bajo monte y en tonos rojos las distancias 200, 250 y 300 m que corresponden a los lotes desmontados. Los años transcurridos desde el desmonte del lote agrícola a la fecha de muestreo están indicados entre paréntesis.

Figura 2.4: Promedio de los valores de Humedad relativa para perfiles de suelo de 4m de Figura 2.4: Promedio de los valores de humedad relativa (Hrel) para perfiles de suelo de 4 m de profundidad en transectas de lotes pareados. Los perfiles de suelo fueron muestreados a distancias (m) regulares en cada una de las transectas donde las distancias 0,50 y 100 m se encuentran dentro del lote con monte y 200, 250 y 300 m se encuentran dentro de los lotes desmontados. Para obtener las medias y los SD (barras negras) se aplicó un modelo lineal general mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detallan las medidas de ajuste de los modelos en el Anexo 1).

Figura 2.5: Análisis de Componentes Principales (PCA) sobre la Hrel (humedad relativa) en perfiles de suelo de 4 m de profundidad (muestreadas cada 50 cm) a lo largo de transectas de 300m. Gráfico a) transectas de monte y cultivos de secano . Gráfico b) transectas de monte y riego . Gráficos c) transectas de monte y pasturas . En todos los casos los puntos se encuentran coloreados en función de la distancia del pozo respecto al centro del monte (distancia 0 m) y las transectas se identifican con un símbolo particular. Los porcentajes en cada eje, indican el porcentaje de variabilidad explicado por el mismo. El valor de los autovectores se detalla en el cuadro 2.3.

Figura 2.6 a) Perfiles de concentración de cloruros ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) para cada transecta de lotes pareados (TMP, monte-pastura; TMR, monte-riego; TMS, monte-secano). Las distancias (m) corresponden a los pozos dentro de las transectas. En verde las distancias 0,50 y 100 m que corresponden al lote bajo monte y en todos rojos las distancias 200, 250 y 300 m que corresponden a los lotes desmontados. Los años transcurridos desde el desmonte del lote agrícola a la fecha de muestreo están indicados entre paréntesis.

Figura 2.6 b): Perfiles de CE para cada transecta de lotes pareados (TMP, monte-pastura; TMR, monte-riego; TMS, monte-secano). Las distancias (m) corresponden a los pozos dentro de las transectas. En verde las distancias 0,50 y 100 m que corresponden al lote bajo monte y en todos rojos las distancias 200, 250 y 300 m que corresponden a los lotes desmontados. Los años transcurridos desde el desmonte del lote agrícola a la fecha de muestreo están indicados entre paréntesis.

Figura 2.7: Promedio de los valores de a) concentración de cloruros ($\text{LogN mg}\cdot\text{l}^{-1} \text{ Cl-}$) y b)

concentración de sales totales ($\text{LogN dS}\cdot\text{m}^{-1}$) para perfiles de suelo de 4 m de profundidad en transectas de lotes pareados. Los perfiles de suelo fueron muestreados a distancias (m) regulares en cada una de las transectas donde las distancias 0,50 y 100 m se encuentran dentro del lote con monte y 200, 250 y 300 m se encuentran dentro de los lotes desmontados. Para obtener las medias y los SD (barras negras) se aplicó un modelo lineal general mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detallan las medidas de ajuste de los modelos en el Anexo 1).

Figura 2.8: Análisis de Componentes Principales (PCA) sobre los $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ del ion Cl^- en perfiles de suelo de 4 m de profundidad a lo largo de transectas de 300m. Gráfico a) transectas de monte y cultivos de secano. Gráfico b) transectas de monte y riego. Gráficos c) transectas de monte y pasturas. En todos los casos los puntos se encuentran coloreados en función de la distancia del pozo respecto al centro del monte (distancia 0 m) y las transectas se identifican con un símbolo particular. Los porcentajes en cada eje, indican el porcentaje de variabilidad explicado por el mismo. El valor de los autovectores se detalla en el cuadro 2.3.

Figura 2.9: Promedio de los valores de recarga de humedad del perfil ($\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$) para perfiles de suelo de 4 m de profundidad en transectas de lotes pareados. Los perfiles de suelo fueron muestreados a distancias (m) regulares en cada una de las transectas donde las distancias 0,50 y 100 m se encuentran dentro del lote con monte y 200, 250 y 300 m se encuentran dentro de los lotes desmontados. Para obtener las medias y los SD (barras negras en transectas monte-riego y monte-secano y grises en transectas monte – pastura)) se aplicó un modelo lineal general mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso, las diferencias estadísticas se detallan en el cuadro 2.8 (las medidas de ajuste de los modelos en el Anexo 1).

Figura 2.10: a) lámina de agua acumulada (mm) en 4 m de profundidad para distintas edades de desmontes. ($r=0,7$; $p<0,0001$ transectas monte secano y $r=0,61$; $p=0,023$ transectas monte riego). b) $\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$, recarga anual estimada por el método DFC (Walker et al., 1991; Allison et al., 1994) para distintas edades desde el desmonte ($r=0,81$; $p<0,0001$ transectas monte riego y $r=0,89$; $p<0,0005$ transectas monte secano). c) $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ acumulados del ion cloruro para distintas edades desde el desmonte Los cuadrados representan a los lotes de secano y los montes linderos y los círculos a los lotes bajo riego y los montes linderos.

Figura 3.1: Path – row de escenas Landsat seleccionadas dentro de la zona de estudio. El detalle de las fechas de las imágenes satelitales se describe en el cuadro 3.1.

Figura 3.2: Imagen landsat 8, acercamiento para ejemplificar el muestreo con transectas sobre lotes pareados. Las transectas son de 41 píxeles, los valores de ET se obtienen para cada pixel y fecha de cada una de las imágenes satelitales.

Figura 3.3: Perfiles de evapotranspiración ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) para cada tipo de transecta; (TMP, monte – pastura, color verde; TMS, monte – secano, color rojo), correspondientes a la escena **ESTE** Landsat 8 Path Row 228/79. Las zonas translúcidas corresponden a los valores comprendidos entre los percentiles 5 y 95 para cada pixel y para cada tipo de transecta. En el eje de las ordenadas los píxeles Landsat de 30 x 30 m ordenados desde el límite entre usos (pixel 0). Hacia el lote desmontado valores positivos y hacia el monte, valores negativos. Cada gráfico corresponde a una fecha diferente para la misma escena.

Figura 3.4: Perfiles de evapotranspiración ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) para cada tipo de transecta (TMP, monte – pastura, color verde; TMR, monte – riego, color amarillo, TMS, monte – secano, color rojo), correspondientes a la escena **CENTRO** Landsat 8 Path Row 229/79. Ver descripción en Figura 3.3.

Figura 3.5: Perfiles de evapotranspiración ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) para cada tipo de transecta (TMP, monte –

pastura, color verde; TMR, monte – riego, color amarillo, TMS, monte – seco, color rojo), correspondientes a la escena **NORTE**, Landsat 8 Path Row 230/77. Ver descripción en Figura 3.3.

Figura 3.6: Promedio de la evapotranspiración diaria ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) para lotes de pastura, riego, seco y monte en el Chaco Semiárido. Las fechas corresponden a tres escenas del satélite Landsat correspondientes a los Path/Row 228/79: 229/79 y 230/77 (ver Figura 3.1). Las barras negras indican el DS.

Figura 3.7: En el eje de las ordenadas de la izquierda se muestran los valores de ΔET ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) promedio por escena Landsat (228/79, 229/79, 230/77), barras negras indican DS. Los asteriscos indican que al menos una de las ΔET obtenidas para la misma fecha difiere significativamente entre sí (Anexo 2, Cuadro A2.2). En el eje de las ordenadas de la derecha, valores de precipitación en mm acumulados por mes (obtenidos de las Estaciones Meteorológicas que se detallan en el Anexo 2). El área sombreada, representa la recarga potencial del sistema, considerando las diferencias máximas entre la ET del monte y la ET de los lotes desmontados.

Figura 3.8: Diferencias de medias entre los valores de ET ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) del borde del monte (90 m) y el centro del mismo en función de los usos de los lotes linderos (Medias obtenidas de rangos según prueba de Friedman (1937, 1940). Los asteriscos indican diferencias significativas entre la ET del borde y del centro. Las diferencias indican, en el caso de valores negativos, que el borde evapotranspira menos que el monte. Los resultados corresponden a las escenas 228/79, 229/79, 230/77 del satélite Landsat 8 para las fechas indicadas en el cuadro 3.1.

Figura 4.1: Grillado utilizado para la extracción de información de las imágenes satelitales provenientes del satélite NOAA – AVHRR. Dentro del grillado se encuentra el territorio del Chaco Semiárido con pendiente menor al 1%, libre de salinas, valles, lomas, etc según INTA, 2009. Se destacan las isohietas correspondientes a la zona de 800 a 550 mm de precipitación anual de este a oeste que pasada la isohieta de 550 mm vuelve a ascender la precipitación anual hasta los 800 mm.

Figura 4.2: Síntesis de los insumos y pasos realizados para la obtención de un modelo predictor de la ET en función de la estructura del paisaje en Chaco Semiárido.

Figura 4.3: Curvas suavizadas (línea llena) obtenidas por el análisis GAM para la temporada otoño y primavera. Las líneas de puntos representan las bandas del 95% de confianza. El modelo se aplicó a el conjunto completo de datos (~277.475 valores de evapotranspiración).

Figura 4.4: Valores predichos de Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel) en función del número de parches (NumP) y el porcentaje de área de bosque (PPAI) para los meses correspondientes a las estaciones de Otoño y Primavera, para distintos años agrupados en función del balance de precipitaciones del período en estudio (2003–2014). Los valores de los coeficientes del modelo se detallan en el cuadro 4.6. Los puntos corresponden a uno de los submuestreos utilizados para la obtención del modelo. La barra de la derecha indica la escala de colores asignada en función de los valores de ETrel.

Figura 4.5: Valores predichos de Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel) en función del número de parches (NumP) y el porcentaje de área de bosque (PPAI) para los meses correspondientes al Verano y para distintos años agrupados en función del balance de precipitaciones del período en estudio (2003–2014). Los valores de los coeficientes del modelo se detallan en el cuadro 4.6. Los puntos corresponden a uno de los submuestreos utilizados para la obtención del modelo. La barra de la derecha indica la escala de colores asignada en función de los valores de ETrel.

Figura 5.1: Esquematización de las situaciones analizadas en los capítulos 2 y 3. Transectas de monte pareado a cultivos de secano, pasturas y riego. Las flechas celestes y azules, indican el sentido del movimiento del agua y las flechas rojas, el movimiento de las sales. Con los mismos colores, se indican los reservorios de agua (napa freática) y humedad del perfil y sales en la zona vadosa. En el esquema a) la pastura registra una leve lixiviación de las sales del perfil respecto de la situación de referencia (el monte), lo que indicaría que las pasturas no alcanzan una situación de equilibrio y recarga 0 como los montes. El esquema b) que representa a la transecta monte –secano, muestra perfiles de suelo más húmedos, con movimiento del pico de sales hacia la napa. Por otro lado, existe un movimiento lateral de agua hacia el monte que genera una leve lixiviación de sales en el borde del mismo, indicando que en el borde el monte no alcanza la situación de recarga 0. En c) que representa las transectas monte – riego, la lixiviación de sales y recarga de acuíferos es mayor, las sales alcanzan la napa freática, lo que determinaría el posterior ascenso de las mismas junto con la napa. En la situación de borde de monte se registra lixiviación de sales y valores de recarga significativamente diferentes entre el borde y el centro del mismo. En el esquema d) se hace énfasis en la situación de barbecho, en donde el agua de lluvia que ingresa al sistema podría moverse por escorrentía hacia los montes.

Figura 5.2: Zonificación de la ley OTBN 26.331 para las provincias de Santiago del Estero, Chaco, Formosa y Salta. Donde la Categoría I (roja) son áreas de alto valor de conservación; Categoría II (amarillo) son áreas de mediano valor de conservación y la Categoría III (verde) son aquellas zonas de bajo valor de conservación. Extraído de Griffith et al., 2014. Dentro del rectángulo delimitado en línea de puntos se encuentra la zona de estudio seleccionada para este trabajo. La misma se encuentra delimitada en la figura 1.1.

Lista de Abreviaturas

Δ ET: Delta Evapotranspiración
 Δ ETMB: Delta Evapotranspiración entre monte adentro y borde del monte
AIC: Del inglés: Akaike Information Criteria
BMP: Borde Medio de Parches
CC: Capacidad de campo
CE: Conductividad eléctrica
CHg: Contenido hídrico gravimétrico
Cl⁻: Cloruro
Dap: Densidad aparente
Dbor: Densidad de bordes
DFC: Método del “Desplazamiento del Frente del Marcador”
ET: Evapotranspiración
ETrel: Evapotranspiración relativa
GAM: Del inglés: Generalized Additive Models
GLS: Del inglés: Generalized Least Square
Hrel: Humedad relativa
IFMP: Índice de Forma Media Ponderada por área
IVN: Índice de vegetación normalizado
MLGM: Modelos lineales generalizados mixtos
NOA: Noroeste Argentino
NumP: Número de Parches
OTBN: Ordenamiento Territorial de Bosques Nativos
P: Celda de Paisaje
PCA: Del inglés: Principal Components Analysis
PPAI: Porcentaje de Paisaje de Bosque
RFH: Método “Residual de Flujo de Humedad”
RPAP: Relación Perímetro Área Ponderada por área
TEMA: Tamaño Medio de Malla Efectiva
TMP: Tamaño Medio de Parches
TMP: Transecta Monte – Pastura
TMR: Transecta Monte – Riego
TMS: Transecta Monte – Secano
VIF: Del inglés: Variance Inflation Factor

Título: Cambios en los procesos ecohidrológicos como consecuencia de la transformación del paisaje en las planicies del Chaco Semiárido en Argentina.

Resumen

En la Argentina, la creciente presión sobre tierras marginales para la expansión de la frontera agrícola generó un proceso de deforestación en la región del Chaco Semiárido sin precedentes y fuera de todo marco regulatorio. La Ley de Bosques (Ley Nro. 26.331), aprobada en el año 2007, es un primer instrumento para el ordenamiento territorial de los bosques nativos de Argentina; sin embargo, los criterios de delimitación de zonas aptas para la deforestación prescinden de un análisis regional sobre las consecuencias ecohidrológicas del cambio de uso del suelo. En este trabajo, se analiza la configuración del paisaje como posible regulador de los efectos de recarga de acuíferos y de salinización secundaria en las planicies del Chaco Semiárido. Los resultados indican que la mayor demanda atmosférica de los parches de vegetación leñosa causada por la exposición en sus bordes, asociada a mayor disponibilidad de agua subterránea proveniente de los lotes contiguos con cultivos (riego y secano), no aumenta significativamente la evapotranspiración (ET). La variación de la ET a escala regional está principalmente determinada por la superficie de bosque y varía para distintos niveles de fragmentación del paisaje. Cuando el área de bosque supera el 30 % de la superficie, la subdivisión en un mayor número de parches de esta cobertura aumentaría los valores de la ET.

Palabras claves: Ecohidrología, Evapotranspiración, Chaco Semiárido, Salinización secundaria, Ley de Bosques, Fragmentación de paisaje, Cambios de uso del suelo.

Title: Changes in the ecohydrological processes as a consequence of landscape transformation in the plains of the Semi-Arid Chaco in Argentina.

Abstract

In Argentina, the increasing pressure on marginal lands for the expansion of the agricultural frontier initiated an unprecedented process of deforestation in the Chaco Semi-arid region without any regulatory framework. The National Forest Law (No. 26,331) enacted in 2007 was a first instrument for the territorial organization of Argentina's native forests, however, the law didn't incorporated regional analysis on the ecohydrological consequences of land use change for delimiting areas suitable for deforestation or not. In this work, the configuration of the landscape is analyzed as a possible regulator of the effects of aquifers recharge and secondary salinization in the plains of the Semi-arid Chaco. The results indicate that the exposure to conditions of higher atmospheric demand at the edges of woody vegetation patches, associated with greater availability of groundwater from contiguous fields with crops (irrigation and rainfed), does not significantly increase evapotranspiration (ET). The variation of the ET at a regional scale is mainly determined by the forest area and varies for different levels of landscape fragmentation. When the forest area exceeds 30%, a greater number of patches would increase ET values.

Keywords: Ecohydrology, Evapotranspiration, Semi-arid Chaco, Secondary Salinization, Forest Law, Landscape fragmentation, Land use changes.

Capítulo 1

Introducción

CAPÍTULO 1: Introducción

En la Argentina, en los últimos 40 años, la globalización, junto con la creciente demanda de productos derivados de la soja, ha producido una acelerada expansión de la agricultura industrial en los bosques secos (Grau *et al.*, 2008). Las tasas de pérdida de bosques fueron mayores que los promedios continentales y mundiales (0,82 % por año en Argentina, 0,51 % para América del Sur y el 0,2 % a nivel mundial) (FAO, 2009; UMSEF, 2007). La Argentina, hasta este momento, ha perdido, aproximadamente, un 22 % de su área boscosa en la región chaqueña (Piquer-Rodríguez *et al.*, 2015) que representa un área de 11 millones de hectáreas (Vallejos *et al.*, 2015) (Figura 1.1).

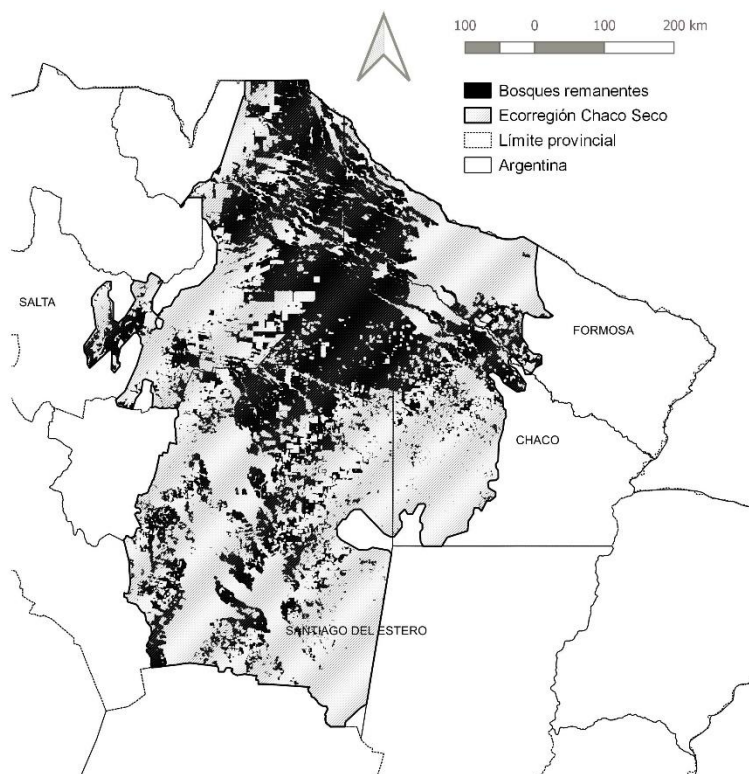


Figura 1.1: Bosques remanentes en las provincias de Salta, Santiago del Estero, Formosa y Chaco (UMSEF 2017) dentro de la ecorregión Chaco Seco (WWF 2017, Burkart *et al.*, 1999).

Estudios en distintas provincias de la región del Chaco Semiárido en Argentina evidenciaron aumentos del drenaje profundo en las zonas deforestadas, lavado de sales y, en algunos casos, ascenso de napas (Santoni *et al.*, 2010; Marchesini *et al.*, 2012; Amdan *et al.*, 2013; Giménez *et al.*, 2015). De continuar con el avance de la frontera agrícola sobre los bosques secos remanentes (Figura 1.1), la región chaqueña podría sufrir las mismas consecuencias que Australia (Goerge *et al.*, 1997; Marchesini *et al.*, 2017); o sea, la salinización de extensas áreas de suelos dedicados a la agricultura. Más aún, el ascenso de napas asociado a la deforestación podría manifestarse más allá de la región chaqueña, ocasionando daños asociados a la frecuencia y a la intensidad de las inundaciones en la parte baja de las cuencas del Río Paraguay, en la gran cuenca Del Plata (Stenberg 1987; Bradshaw *et al.*, 2007; Van Dijk *et al.*, 2009). Uno de los aspectos que no han sido abordados en la literatura referente a este problema en América del Sur involucra el efecto de la configuración del paisaje chaqueño sobre la recarga de los acuíferos. Las evidencias sobre los riesgos de salinización secundaria en la región del

Chaco Semiárido (Santoni *et al.*, 2010; Amdan *et al.*, 2013; Giménez *et al.*, 2017) señalan la importancia de considerar este aspecto.

1.1 El avance de la de la agricultura en el Chaco Semiárido en Argentina.

En la Argentina, la incorporación de los Organismos Genéticamente Modificados (OGM) fue promovida a nivel institucional y gubernamental a partir del año 1996 (Resolución SAGPyA Nro. 167, marzo 1996) impulsando la incorporación de la siembra directa. La difusión de este paquete tecnológico explica gran parte del aumento de la producción agrícola y de la superficie agropecuaria en la Argentina (Pengue y Morello, 2000; Paruelo *et al.*, 2011; Satorre 2005; Grau *et al.*, 2005; Gasparri y Grau, 2009). Específicamente, el cultivo de soja representa el 94 % del crecimiento del sector agrícola (Zak y Cabido, 2002; Paruelo *et al.*, 2004, 2008; SIIA, 2013, Volante *et al.*, 2015). Si bien la introducción, aceptación y demanda de los productores con respecto a las nuevas tecnologías se dan, específicamente, en el núcleo de la producción agropecuaria (pastizales templados de la porción sur de las llanuras Chaco Pampeana (Hall *et al.*, 1992; Paruelo *et al.*, 2008), la coyuntura internacional de precios, la devaluación de la moneda con respecto al dólar estadounidense y los aumentos de las precipitaciones en las zonas marginales durante las últimas cuatro décadas (Paruelo *et al.*, 2011; Zoomers y Goldfarb, 2013) favorecen la “expansión de la frontera agrícola” (Volante *et al.*, 2016) sobre la ecorregión del Espinal y del Chaco Semiárido. Este fenómeno ocurre, fundamentalmente, a través del desmonte mecanizado de grandes extensiones (Gasparri y Grau, 2009) e implica la incorporación de superficies de siembra en áreas donde, tradicionalmente, se producía ganadería en un mosaico de sabanas y bosques xerofíticos, templados en el espinal y subtropicales en el Chaco (Adámoli *et al.*, 1972; Naumann *et al.*, 2006; Paruelo *et al.*, 2008, Viglizzo *et al.*, 2011).

El desmonte se traduce en una pérdida del 22, 5 % de los bosques de la ecorregión chaqueña con una tasa de deforestación que triplica, en la primera década del siglo XXI, la tasa registrada en la década de los ochenta (Piquer- Rodríguez *et al.*, 2015). El proceso de deforestación en el Chaco Semiárido fue marcadamente heterogéneo en el espacio (Paruelo *et al.*, 2008). Dentro de la zona de estudio (Figura 1.1) la deforestación se concentró en cuatro polos bien definidos: noreste de Salta (Tartagal); sudeste de Salta (Las Lajitas); oeste de Santiago del Estero y sudoeste de Chaco (Charata); sudeste de Santiago del Estero y noroeste de Santa Fe (Bandera).

En las áreas que aún conservan la vegetación nativa, las actividades económicas se basan en la producción extensiva de ganado, tala selectiva y producción de carbón (Gasparri y Grau, 2009; Rueda *et al.*, 2013). El avance agropecuario está dominado por la producción de soja, y los cultivos de invierno como el trigo y la cebada son frecuentes, pero menos comunes o extensivos (Calviño *et al.*, 2009). La mayoría de los cultivos se basan en un sistema de siembra directa, mediante el uso de semillas transgénicas, herbicidas y fertilizantes (Devani *et al.*, 2006; Paruelo *et al.*, 2008). Existen zonas de riego en el área de influencia del río Juramento, con sistemas de riego por aspersión o pivote central. Los sistemas de ganadería intensiva implican el uso de pasturas implantadas luego del desmonte (Glatzle, 2004), principalmente *Panicum maximun* cv. Gatton y *Cenchrus ciliaris*.

1.2 El sistema ecohidrológico del Chaco Semiárido y la dinámica de sales.

1.2.1 Características funcionales del sistema

El balance hídrico de un ecosistema está dado por las entradas y salidas de agua. La precipitación es el componente de entrada, y la escorrentía, drenaje profundo y evapotranspiración (ET), los componentes de salida de agua del sistema y, en parte, de disipación de energía (Jackson *et al.*, 2001). Las plantas, mediante su capacidad de absorber, transportar y evaporar el agua, ejercen un fuerte control sobre la ET (Calder 1998; Jackson *et al.*, 2001), y los cambios de vegetación, en particular aquellos que involucran transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos, modifican drásticamente estos patrones (Zhang *et al.*, 2001). En los ambientes áridos y semiáridos, la ET constituye, en general, el principal componente de salida del balance hídrico y, en general, genera más del 95 % de las salidas de agua del sistema (Reynolds *et al.*, 2000; Wilcox *et al.*, 2003; Scanlon *et al.*, 2005).

Las características de la vegetación xerofítica, adaptada a las condiciones de aridez, regulan el proceso de evapotranspiración. La vegetación nativa del Chaco Semiárido, en general, cuenta con sistemas radicales muy profundos, ajustes osmóticos al estrés hídrico y hojas de carácter esclerófilo que le permiten tolerar el estrés hídrico y hacer un uso muy exhaustivo del agua edáfica durante todo el año (Jackson *et al.*, 1996; Wilcox *et al.*, 2003; Marchesini *et al.*, 2013). El cambio de la cobertura vegetal por especies anuales reduce los niveles de la ET y genera fuertes aumentos en los restantes componentes del balance hídrico, en especial, en el escurrimiento superficial y en el drenaje profundo (Noy Meir, 1973; Scanlon *et al.*, 2006). En paisajes planos, como es el caso del Chaco Semiárido, donde el escurrimiento superficial es despreciable, este cambio produce un creciente drenaje profundo con lixiviación de sales, recarga del agua subterránea y, por lo general, ascensos graduales del nivel freático (George *et al.*, 1997; Jobbágy *et al.*, 2008; Santoni *et al.*, 2010; Marchesini *et al.*, 2016).

Dentro de los aspectos funcionales de la vegetación xerofítica que disminuyen el drenaje profundo y aumentan la ET en los sistemas áridos, se destacan el sistema radical y la presencia foliar. El sistema radical se distribuye hasta alcanzar zonas profundas del perfil del suelo: las raíces amortiguan las variaciones estacionales de las entradas de agua y pueden absorberla desde estas profundidades aumentando la ET y reduciendo el drenaje profundo (Canadell *et al.*, 1996; Le Maitre *et al.*, 1999). Por otro lado, las plantas perennes utilizan más agua que las plantas anuales, mantienen el proceso de transpiración durante todo el año y, por lo tanto, el uso del agua del suelo. La presencia foliar les permite aprovechar los pulsos de agua en cualquier momento del año (Le Maitre *et al.*, 1999).

El stock de sales está determinado tanto por sales de deposición atmosférica como por aquellas que derivan de la meteorización de los minerales del suelo (Phillips, 1994). Las mismas se movilizan solo cuando se encuentran disueltas (en presencia de agua). La vegetación xerofítica hace un uso exhaustivo del agua en el perfil del suelo evitando el ingreso de sales a la raíz. Como consecuencia la distribución de sales se caracteriza por tener un pico de altas concentraciones en la zona activa de las raíces, alrededor de los 4 m de profundidad. (Phillips, 1994; Marchesini *et al.*, 2016).

La ET, que constituye la principal salida de agua en las planicies semiáridas (Cook *et al.*, 1989; Scanlon *et al.*, 2006), también representa un componente fundamental del

balance energético, ya que, en el paso del agua de estado sólido a vapor, se libera energía (Campbell y Norman, 2012).

El balance de energía de un sistema se describe como:

$$R_n = \lambda E + H + G + S - P$$

donde la radiación neta absorbida (R_n) se disipa como flujo de calor latente (λE), es decir, la ET, flujo de calor sensible (H) y flujo de calor al suelo (G). La energía acumulada en la cubierta vegetal (S) y la utilizada en el proceso de fotosíntesis (P) son, en general, cuantitativamente menos importantes. La ET puede estimarse a partir de la radiación neta y el calor sensible que, a su vez, pueden estimarse mediante el uso de sensores remotos a partir de la radiación incidente y la diferencia instantánea entre la temperatura del aire y la temperatura superficial (Liang, 2000; Qin, 2001). La estimación de la ET a través de imágenes satelitales permite analizar el balance hídrico a escala regional y su trayectoria temporal en el Chaco Semiárido.

1.2.2 La salinización como consecuencia del cambio de cobertura vegetal

La transformación de los bosques secos a usos agrícolas implica cambios en la productividad del sistema (Volante *et al.*, 2012), en el balance de carbono (Gasparri *et al.*, 2009) y en la biodiversidad (Piquer-Rodríguez *et al.*, 2015). Respecto del balance hídrico, el desmonte reduce los niveles de la ET (Kelliher *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 2001; Noretto *et al.*, 2005) y genera fuertes aumentos en el drenaje profundo y la escorrentía. En el caso de las planicies semiáridas, el componente que equilibra el balance es el drenaje profundo hacia las napas (Noy Meir, 1973; Scanlon *et al.*, 2006) y se inicia, así, el proceso de recarga de acuíferos. Como consecuencia, las sales presentes en los perfiles de suelo, acumuladas durante miles de años por los procesos de meteorización y deposición atmosférica (Jobbágy *et al.*, 2008), se disuelven con la presencia de agua y son transportadas a través del drenaje profundo hacia las napas.

Una constante recarga de la napa freática con agua y sales (entre 30 y 100 años, dependiendo del manejo agrícola – ganadero, Amdan *et al.*, 2013) produce un aumento de la altura de la napa hasta alcanzar los primeros centímetros del suelo con un alto contenido de sales (Toth 1991; George *et al.*, 1997; Jobbágy *et al.*, 2008, Amdan *et al.*, 2013). El agua cercana a la superficie se evapora, pero los solutos quedan retenidos en el suelo y ocasionan un proceso de salinización secundaria (Toth, 1991; Scanlon *et al.*, 2005; Jobbágy *et al.*, 2008). La presencia de agua y sales en el suelo provoca estrés osmótico en las raíces, toxicidad iónica y anoxia (Marchesini *et al.*, 2013) y produce, en general, la muerte de la cubierta vegetal y la imposibilidad de rebrote o de reclutamiento de individuos (Walker *et al.*, 1999, Turnbull *et al.*, 2012). Estas características del suelo a su vez generan estrés osmótico y toxicidad para los cultivos agrícolas y pasturas implantadas de la región (Hillel 2000; Giménez *et al.*, 2014)

1.3 Antecedentes sobre salinización secundaria

1.3.1 La salinización secundaria en el mundo

El desmonte de los bosques naturales de eucaliptos en Australia para uso del suelo con fines agrícolas dio como resultado un claro aumento de la recarga de acuíferos por drenaje profundo y, por consiguiente, niveles freáticos cercanos a la superficie (Cook *et al.*, 1989; Ruprecht y Schofield, 1991; George *et al.*, 1997). Estos ascensos de los niveles freáticos generaron nuevas dinámicas de distribución de sales (Le Maitre *et al.*, 1999), acompañados por una extensiva salinización de los suelos más allá de los lotes desmontados afectando a toda la región (Salama *et al.*, 1999).

Asimismo, se registraron procesos de recarga de acuíferos como consecuencias de cambios en la cobertura vegetal en paisajes semiáridos en el sudoeste de Nigeria (Favreau *et al.*, 2009), en las planicies semiáridas del Sahel (Leduc *et al.*, 2001; Leblanc *et al.*, 2008), en el suroeste de las grandes planicies de Norteamérica (Scanlon *et al.*, 2005) y, recientemente, en el centro de la provincia de San Luis, Argentina (Santoni *et al.*, 2008; Santoni *et al.*, 2010; Jayawickreme *et al.*, 2011; Contreras *et al.*, 2013), en el este de la provincia de Salta (Amdan *et al.*, 2013) y en el este de la provincia de Santiago del Estero (Giménez *et al.*, 2015).

Los procesos de salinización inducidos por actividades agrícolas en áreas sin riego fueron englobados con el concepto de salinización secundaria o “dryland salinity” (Pannell y Ewing, 2005), y se los diferencia de los procesos de degradación asociados a la salinización introducida en áreas de agricultura con riego. Ya en la década de los ochenta se estimaron 45 millones de hectáreas afectadas por exceso de sales en zonas de riego (Ghassemi *et al.*, 1995); sin embargo, no había aún percepción del efecto de salinización secundaria en las zonas con agricultura de secano. Uno de los mayores inconvenientes de la salinización secundaria, es que el problema no puede percibirse hasta tanto el agua con sales disueltas se encuentra cercana a la superficie, es decir, cuando el problema ya es de difícil reversión (Beresford *et al.*, 2001).

En la región del Chaco Semiárido, en la provincia de Salta, Amdan *et al.* (2013) describieron una cronosecuencia de este proceso, donde la recarga de los acuíferos podría derivar en un ascenso de los niveles freáticos y de las sales hasta el primer metro en un tiempo de 30 a 100 años, escala de tiempo que resulta ser similar a la del proceso de salinización por ascenso de niveles freáticos desencadenado en Australia (George *et al.*, 1997; Jobbágy *et al.*, 2008).

1.3.2 Sobre el grado de reversibilidad de la degradación por salinización secundaria

El síndrome de las tierras áridas (Reynolds *et al.*, 2007) describe la relación entre la vulnerabilidad productiva de estas tierras dada por los aspectos biofísicos (bajo contenido de materia orgánica, baja humedad, alta radiación solar) y los tipos de sistemas productivos asociados a poblaciones dispersas y móviles, pequeñas y alejadas de centros comerciales. Esta característica social se debe, principalmente, a la imprevisibilidad de respuesta biofísica de los sistemas áridos. El caso de la salinización secundaria en Australia es un claro ejemplo de la manera en que un sistema árido, pasado un umbral de deforestación (Chapin *et al.*, 2009), cambia su sistema ecohidrológico a un estado no deseado.

La experiencia australiana ha demostrado que las técnicas de restauración, remediación

y prevención no alcanzan para detener y revertir el proceso (Pannell, 2001; Hatton y George, 2001), ya que se produjeron cambios en los patrones hidrológicos que determinaron la no efectividad de las medidas de manejo. The National Farmers Federation y The Australian Conservation Foundation estimaron que la prevención de la salinización y la remediación de las tierras ya degradadas por este proceso implicaría un costo de USD 65 billones en un período de 10 años (Madden *et al.*, 2000, extraído de Pannell, 2001). La evaluación del riesgo de salinización secundaria en los bosques remanentes de Australia adquirió estatus de “urgente” no solo porque la salinización podría causar un rápido cambio transicional a una nueva situación de equilibrio florística y estructuralmente empobrecida, sino también por la imposibilidad de contar con todos los recursos necesarios para manejar los parches de vegetación nativa remanente (Cramer *et al.*, 2005; Hobbs *et al.*, 2003).

1.4 Escalas y niveles

Los efectos de los cambios en los patrones de uso y cobertura del suelo se manifiestan tanto sobre la estructura como sobre el funcionamiento de los componentes físicos y biológicos de los sistemas naturales. Estas consecuencias se presentan, asimismo, a diferentes escalas (local, regional, global) y en todos los niveles de organización, desde genéticos hasta ecosistémicos (Vitousek, 1994; Foley *et al.*, 2005).

El impacto de la deforestación en el régimen hidrológico de una cuenca puede observarse en unos pocos años si se trata de una cuenca local o en cientos de años si se trata de una cuenca regional, ya que el tiempo de respuesta de un ecosistema varía según la escala espacial en la que se dé el manejo (Hatton *et al.*, 2002), el grado de intervención y la escala espacial en la que opera el proceso (Cramer y Hobbs, 2005).

La distribución y heterogeneidad de las variables vinculadas con el proceso de salinización secundaria complejiza la modelización del riesgo a escala regional. La mayor parte de la información para la evaluación de riesgo de salinización secundaria proviene de dos tipos de análisis (Zhang *et al.*, 2001): el estudio de sitios pareados (cultivo vs. bosque) y el estudio del balance hidrológico en un solo lote (análisis del balance hidrológico del lote). Ambas aproximaciones muestran gran variabilidad en la respuesta de cada sitio a los cambios en la vegetación (Marchesini *et al.*, 2017). En general, se ven cambios a lo largo del tiempo en un sitio en particular; sin embargo, los ecosistemas están caracterizados por mosaicos que muestran variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo (Innes, 1998). Los paisajes donde ocurren los procesos de salinización son altamente fragmentados. La escala en la que opera el proceso de salinización secundaria y las posibles respuestas no lineales del sistema (ver formación de Río Nuevo en la provincia de San Luis, Contreras *et al.*, 2013) complejizan su diagnóstico.

1.5 Los interrogantes que se plantean en esta tesis

De lo planteado en las secciones anteriores surge que, si bien el proceso de salinización secundaria a nivel de lote ha sido descripto, la integración del comportamiento de las variables vinculadas al balance hídrico (los flujos laterales, los efectos de borde, el tipo de cobertura a los lados del borde, la configuración de los parches, entre otros) dista de

estar comprendida. La integración de estos factores determinará el impacto de los procesos de salinización a escala regional.

Por un lado, el desmonte aumenta la recarga de acuíferos y el transporte de sales debido a que las coberturas que reemplazan a los montes evapotranspiran menos. La zona vadosa o zona de aireación es la zona del suelo entre el agua freática y la superficie donde no todos los poros están llenos de agua (Maderey y Roman, 2005). En el caso de que los árboles del monte pudieran acceder a la zona vadosa de las áreas desmontadas a través de sus raíces, podrían, a través del proceso de evapotranspiración, descargar agua del perfil de suelo hacia la atmósfera. Es decir que podrían absorber el agua que, de otro modo, drenaría en profundidad en el lote desmontado. Por otro lado, si el monte utilizara más agua de la zona saturada que la que absorben los cultivos o pasturas, se generaría un flujo lateral de agua en esta zona dependiente del gradiente hidráulico y disminuiría, así, el contenido hídrico de la zona saturada ocasionado por el desmonte. La magnitud de esta interacción determinaría el tamaño y la forma del lote ideal de desmonte capaz de minimizar las alteraciones ecohidrológicas respecto de la situación de referencia (el monte remanente). Quedaría definida una configuración de paisaje, determinada por el tamaño de los parches y la relación perímetro-área, que disminuiría el proceso de recarga y salinización asociado al desmonte en las planicies del Chaco Semiárido.

Los interrogantes pueden resumirse en las siguientes preguntas: ¿Pueden los bordes de un bosque evapotranspirar el excedente de agua de la zona vadosa originado por el desmonte y, de esa manera, disminuir la recarga generada por este cambio de cobertura? Ante una misma proporción de superficie desmontada, ¿la forma en la que dicha superficie está distribuida afecta la recarga?

1.6 Las hipótesis y los objetivos del trabajo

El **objetivo general** de esta tesis es analizar los efectos del desmonte de los bosques xerofíticos en planicies del Chaco Semiárido de las provincias de Santiago del Estero, Salta, Formosa y Chaco, sobre la dinámica del agua y las sales del suelo. Se evaluará, utilizando distintos enfoques y escalas, si los montes contiguos a lotes desmontados pueden absorber el agua de lluvia remanente que no fue absorbida por la vegetación del lote desmontado disminuyendo la magnitud de la recarga de acuíferos en la región de estudio.

Los **objetivos específicos** incluyen:

- a) Describir el consumo de agua y movilización de sales de los perfiles del suelo (zona vadosa) entre situaciones de monte y desmonte. Comparar el consumo de agua y movilización de sales en situaciones de borde y centro de los parches de monte y los lotes desmontados (Capítulo 2).
- b) Comparar la evapotranspiración entre monte y lotes desmontados y la evapotranspiración entre situaciones de borde y centro de los parches de monte en función del uso del lote desmontado (Capítulo 3).
- c) Comparar las tendencias en el tiempo de la ET para distintos usos del suelo (Capítulo 3).
- d) Analizar la relación entre la proporción de superficie desmontada de un paisaje y la evapotranspiración, y evaluar si ante una misma cantidad de superficie

desmontada, la evapotranspiración se modifica al modificarse la distribución espacial del desmonte (Capítulo 4).

La **hipótesis general** en la que se enmarca este objetivo plantea que las áreas desmontadas en planicies del Chaco Semiárido tienen menor evapotranspiración y por lo tanto mayor recarga de acuíferos que los montes. A su vez, la tasa de evapotranspiración y la magnitud de la recarga de acuíferos se modifica a partir de la interacción entre ambas coberturas que se produce en los bordes de contacto. La exposición a condiciones de mayor demanda atmosférica de la vegetación leñosa en los bordes, asociado a una mayor disponibilidad de agua subterránea que proviene de los lotes desmontados, aumenta la ET del monte y disminuye la recarga de acuíferos en los bordes de los lotes desmontados.

Las predicciones a las hipótesis planteadas se enuncian a continuación:

- 1.1) Dentro de los lotes desmontados la recarga será mayor en el centro del parche que en el borde lindero a un bosque remanente.
- 1.2.) La ET será mayor en los montes que en los lotes desmontados. A su vez, dentro de los montes la ET será mayor en los bordes que en su parte central. Este aumento en la ET del borde del monte será mayor en los casos en que el monte linde con un cultivo y no con una pastura. A su vez el aumento de la ET del borde del monte será mayor frente a un lote regado que en los dos casos anteriores.
- 2) El contenido de humedad y el movimiento de sales será mayor en los lotes con desmontes más antiguos.
- 3) La ET de paisajes con igual superficie de lotes desmontados y montes será mayor cuanto mayor sea la longitud de bordes en relación al área de monte.

1.7 Caracterización de la zona de estudio

La ecorregión chaqueña, el Chaco, no había despertado, hasta hace poco tiempo, tanto interés en el ambiente científico como otras regiones del mismo continente, el Amazonas o la Patagonia por ejemplo. Esta región se extiende desde los 16° 55' de latitud sur, en la región tropical, hasta los 33° 52' de latitud sur, en la región templada, y desde los 67° 50' de longitud oeste, al pie de los Andes, hasta los 57° 52' de longitud oeste en la provincia de Corrientes (SAGPyA, 2002). Ocupa, aproximadamente, 1.141.000 km² y es la segunda región boscosa más extensa de América del Sur después de la Selva Amazónica. El 59 % está en la Argentina, el 23 % en Paraguay, el 13 % en Bolivia y el 5 % en Brasil. Representa más de tres veces el territorio de Alemania y es casi tan grande como Colombia. La ecorregión del Gran Chaco es un ecosistema de elevado valor, entre otras cosas, por conectar áreas tropicales con áreas templadas (Morello, 1980). Es una vasta planicie interrumpida, ocasionalmente, por cursos de agua importantes y por bosques adaptados a la sequía que van perdiendo porte y especies a medida que llegan al sur. Según Karlin (1994), el nombre Chaco proviene de la voz quichua *chacú* que significa 'tierra de cacería'. WWF (2017) y Burkart *et al.*, (1999) definen dos subregiones dentro de la parte argentina, caracterizadas por la distribución de las lluvias: el chaco seco y el chaco húmedo. Si se tiene en cuenta el balance entre la precipitación y la evapotranspiración a la subregión seca se la describe climáticamente como semiárida (Jobbágy *et al.*, 2008; Bianchi *et al.*, 2005).

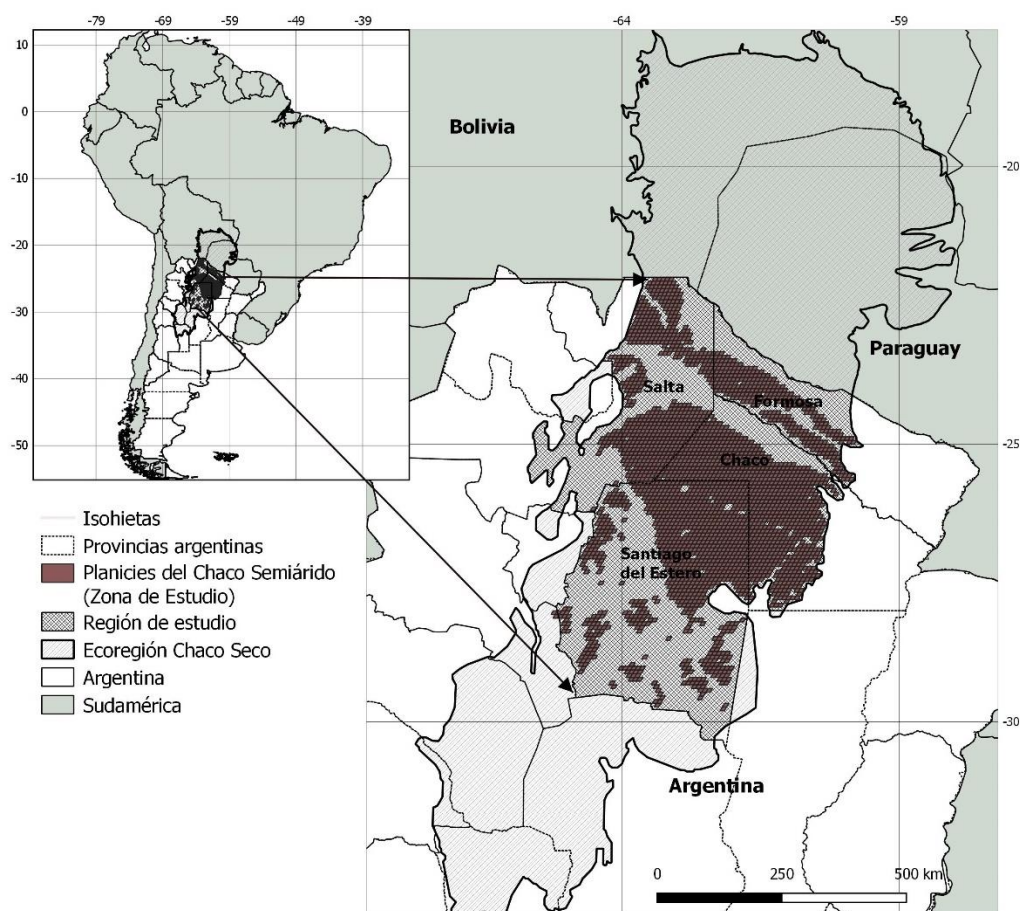


Figura 1.2: La zona de estudio queda comprendida en las planicies semiáridas de las provincias de Salta, Santiago del Estero, Chaco y Formosa. La zonificación de la ecoregión Chaco Seco fue tomada de WWF (2017) y Burkart *et al.*, (1999).

Dentro de la subregión con clima semiárido se seleccionaron los sitios no incluidos, según el mapa de suelos generado por el INTA (2009) en: salinas o bordes de salinas; cordones de cerros elevados; bordes de cauces; afloramientos rocosos; bañados; albardones; depresiones cerradas; laderas empinadas; lagos y lagunas; valles y planos aluviales; cubetas; ríos; paleocauces; lomas, y pie de lomas. A su vez, se evitaron las áreas de influencia de las ciudades hasta un radio de 2.5 km (Figura 1.2).

1.7.1 Clima del Chaco Semiárido

El régimen de precipitaciones es del tipo monzónico con lluvias del orden de los 600 a 800 mm en el período comprendido entre los meses de noviembre a marzo, decrece desde los extremos este y oeste hacia el centro (Minetti, 1999; Bianchi *et al.*, 2005). La temperatura media anual se estima en 22 °C con máximas de 48 °C y mínimas de 6 °C (Del Castillo, 1985) y crece de sur a norte (Minetti, 1999). Un dato interesante es que, en el departamento de Rivadavia, Salta, se registró la temperatura máxima oficial para Sudamérica con 48,9 °C en la Estación Climática del Servicio Meteorológico Nacional ubicada en este departamento (11 de diciembre de 1905). La alta disponibilidad de energía produce también altas tasas de evapotranspiración, lo que implica que, en

ningún mes del año, las lluvias superan la evapotranspiración potencial —el cociente entre precipitación y evapotranspiración es de 0,3 a 0,7 (Jobbágy *et al.*, 2008) —, motivo por el cual, se la describe climáticamente como una región de clima semiárido (Bianchi *et al.*, 2005).

1.7.2 Hidrografía y geomorfología

La hidrografía y geomorfología están muy ligadas en esta región, ya que la deposición de solutos depende de su movimiento a través del agua. Desde la perspectiva geomorfológica, se encuentra dentro de la parte occidental de la unidad conocida como “llanura chaqueña”, específicamente, en la cuenca Salado-Juramento (Sayago, 1995). Se trata de una amplia cuenca de sedimentación con una deposición irregular y discontinua de sedimentos loésicos sobre materiales aluviales finos. Este tipo de formación le otorga a la región sus características de poca pendiente, interrumpida por la presencia de paleocauces que definen los únicos elementos del relieve (a veces solo visibles a través de la observación de imágenes satelitales) (INTA, 2009).

Las tres redes hidrográficas que dan forma a través de los procesos de abanicos aluvionales a la región son las de los ríos alóctonos: Pilcomayo, Bermejo y Juramento-Salado, que fluyen desde las Sierras Subandinas (oeste) cruzando montañas a través de profundos cañones transversales. Estos ríos llevan, principalmente, limo, arcilla y arena fina de cuarzo, considerados los sedimentos clásticos más importantes. A pesar de la alta capacidad de transporte, los sedimentos gruesos están ausentes (Adamoli *et al.*, 1972; Iriondo, 1987; Iriondo, 1993). Luego de haber contribuido al rellenado de la cuenca sobre la que asienta esta llanura, continúan superponiendo sus cauces sobre sus propios materiales de acarreo. La dinámica actual se caracteriza por las inundaciones estivales y por la deflación invernal (Iriondo, 1993). Ya en 1881, Jorge Fontana describió la falta de material grueso en la región de la siguiente manera:

No se encuentran más piedras que algunos pedazos de cuarzo blanco, en forma de cantos rodados... se suelen encontrar en época de la bajante de los ríos... Estas piedras, cuyos ángulos y aristas han desaparecido por el roce... son redondeados, aplanados e idénticos a los que tantas veces hemos levantado en la embocadura y costas del Río Negro de Patagonia; estas como aquellas, han sido arrastradas por las aguas desde los terrenos altos...”.

En la segunda parte del Cuaternario, durante períodos secos, los ríos de la llanura chaqueña eran más pequeños y menos estables de lo que son en la actualidad. Por ello, se pueden observar numerosos paleocanales pequeños que forman patrones distributarios a gran escala (Iriondo, 1993). El abanico superior está formado por una serie de pequeños paleocanales bien conservados que cortan a través de los depósitos de loess del Pleistoceno. La edad más probable para el desarrollo del abanico es el Holoceno tardío, porque los canales erosionaron el loess del Pleistoceno tardío, y el Holoceno temprano se caracterizó por la estabilidad de los canales en la región (Iriondo, 1993; Zárate, 2003).

Respecto del trazado hidrográfico subterráneo, el área de estudio se encuentra dentro de un sistema multicapa con un acuífero libre al que infrayacen un número no determinado de acuíferos semiconfinados a confinados localizados a profundidades muy variables (García, 1998), en un rango entre 12 y 20 m de profundidad (Vargas, 1997). Existe una gran heterogeneidad en la calidad físico-química del agua de los diferentes reservorios,

que oscilan entre valores desde a 0,1 S/m a 2 S/m. (García, 1998). El aporte principal a la recarga de los reservorios subterráneos es alóctono, proveniente de las cuencas hidrológicas del área montañosa ubicadas al oeste de llanura chaqueña. El río Juramento ejerce una fuerte influencia sobre los reservorios subterráneos someros y es independiente del escurrimiento subterráneo profundo. La gran extensión de sedimentos de alta permeabilidad situada en la superficie de la llanura de inundación actúa como zona de recargas locales (autóctonas del sistema) (García, 1998; Fuertes, 2004).

1.7.3 Vegetación

La vegetación nativa está dominada por un mosaico de bosques ¹deciduos o semideciduos, clasificados como bosques secos subtropicales (Gentry, 1995). La historia de uso de pastoreo y frecuencia de fuegos pudo haber modelado áreas caracterizadas como amplias sabanas y arbustales densos (Dussart *et al.*, 1998). Ledesma (1992) destaca que en el Chaco Semiárido, el tamaño de los árboles mayores es superior al que se conoce en otros sitios con un balance hídrico negativo similar al de esta región. El grupo más característico el de las especies del género *Schinopsis* y *Aspidosperma*: quebracho colorado santiagueño (*Schinopsis lorentzii*), quebracho blanco (*Aspidosperma quebracho-blanco*), palo santo (*Bulnesia sarmientoi*) e ibira-morotí (*Calycophyllum multiflorum*) en la región más occidental, también guayacán (*Libidibia paraguariensis*) y palo cruz guayacán (*Libidibia paraguariensis*) A estas especies mayores de estrato dominante las acompañan especies de un segundo estrato de especies del género *Prosopis*: algarrobo blanco (*Prosopis alba*), algarrobo negro (*Prosopis nigra*), vinal (*Prosopis ruscifolia*) e itín (*Prosopis kuntzei*). El tercer estrato está compuesto por el mistol (*Zizpuhus mistol*) y el chañar (*Geofroea decorticans*) (Tortorelli 1956/2009; Morello, 1980; Araujo *et al.*, 2003; Brown *et al.*, 2006).

1.8 Organización de la tesis

La tesis está organizada en cinco capítulos y tres anexos. El segundo capítulo aborda el objetivo *a*, para lo cual se analizan los contenidos hídricos y los contenidos de sales de los perfiles de suelo de las transectas que atraviesan distintos tipos de cobertura para determinar su interacción hidrológica subsuperficial. De esta manera se ponen a prueba las predicciones 1.1 y 2. En el tercer capítulo se aborda el objetivo *b* y *c*, se analiza a través de sensores remotos la evapotranspiración como descriptor funcional del paisaje e indicador indirecto del drenaje profundo. Se pone a prueba la predicción 1.2. En el cuarto capítulo, se analiza la evapotranspiración a escala regional, es decir, para gran parte de las planicies semiáridas del Chaco en función de descriptores de la fragmentación del paisaje. Se pone a prueba el objetivo *d*, poniendo a prueba la hipótesis 3. En el capítulo cinco, se discuten, en términos generales, los principales resultados obtenidos en el marco de esta tesis, se evalúan las futuras aplicaciones que de ellos se derivan y se sintetizan las principales conclusiones. Por último, en el anexo 1,

¹ En la presente tesis, se utilizará la palabra “monte” como sinónimo de “bosque”. Ambos refieren a la vegetación leñosa nativa de las planicies del Chaco Semiárido. La primera palabra de gran uso local; incluso, los lugareños de la zona de estudio refieren al bosque xerofítico como “monte”. La palabra “bosque” es más extensamente utilizada en la bibliografía científica, refiriendo a un estrato arbóreo de determinada altura y densidad.

se incluyen el detalle de los resultados de contenido hídrico, cloruros y conductividad eléctrica, y las medidas de ajuste de los modelos propuestos en el capítulo 2. En el anexo 2, se especifica el código utilizado para obtener los valores diarios de la ET en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$ para imágenes satelitales LANDSAT 8. En el anexo 3 se describen en detalle los índice de paisaje y el modelo estadístico utilizado en el capítulo 4.

Capítulo 2

Dinámica hídrica en la zona vadosa de bosques y lotes desmontados en el Chaco Semiárido

CAPÍTULO 2: Dinámica hídrica en la zona vadosa de bosques y lotes desmontados en el Chaco Semiárido

2.1 Introducción

La transformación de los bosques secos a usos agrícolas implica cambios en el funcionamiento del sistema (Volante *et al.*, 2012), en particular, en el balance hídrico, de modo tal que se reducen los niveles de la evapotranspiración (Kelliher *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 2001; Noretto *et al.*, 2005). De esta manera, en las planicies semiáridas, se inicia el proceso de recarga de acuíferos y salinización secundaria (Jobbágy *et al.*, 2008; Scanlon *et al.*, 2006; George *et al.*, 1997; Jobbágy *et al.*, 2008; Santoni *et al.*, 2010).

En una primera etapa, las sales se mueven hacia la capa freática produciendo el lavado de la zona vadosa ², donde se encuentra la mayor cantidad de raíces del bosque (Santoni *et al.*, 2009). En algunos casos se produce una dilución de los contenidos de sales a través del ingreso de agua de lluvia, lo que provoca que el agua almacenada en el perfil sea menos salina y, en consecuencia, se benefician los cultivos (Giménez *et al.*, 2017). Cuando el perfil alcanza a saturarse de humedad, las sales vuelven a distribuirse en el perfil del suelo hasta alcanzar la superficie (Scanlon *et al.*, 2005; Jobbágy *et al.*, 2008; Marchesini *et al.*, 2016). Finalmente, al evaporarse el agua en superficie, se produce la salinización de los suelos (salinización secundaria), con el consecuente daño ambiental y productivo que ello provoca (Beresford *et al.*, 2001; Pannell, 2001; Hatton y George, 2001). La ocurrencia de este proceso se manifiesta en la superficie entre 30 y 100 años de ocurrido el desmonte (Amdan *et al.*, 2013).

El proceso de recarga en zonas áridas y semiáridas puede evaluarse mediante métodos indirectos que usan trazadores ambientales como el cloruro (Ruiz, 2003). Si un proceso de drenaje profundo y recarga hídrica estuviera ocurriendo debido a una modificación de la cubierta vegetal, la concentración de cloruros a lo largo del perfil de suelo se vería modificada respecto de la situación de referencia (vegetación natural u original). Los perfiles secos y con acumulación de cloruros indican recargas nulas o mínimas. La acumulación del ion en la zona radical se produce durante milenios y se debe a que las raíces absorben el agua excluyendo al ion (Allison *et al.*, 1994). Los perfiles húmedos y libres de cloruro indican recarga hídrica del perfil y lixiviación (Scanlon *et al.*, 2006, Santoni *et al.*, 2010). En este caso el agua atraviesa el perfil arrastrando los cloruros acumulados durante milenios hacia zonas más profundas.

El cloruro de origen atmosférico resulta un indicador del drenaje profundo ya que incluye las siguientes propiedades: es un ion altamente soluble; es químicamente conservativo y fácilmente medible; es escaso en los minerales del suelo, y es poco consumido y reciclado por la vegetación (Allison *et al.*, 1991; Pavelic *et al.*, 1997; Jobbágy y Jackson 2003; Ruiz, 2003; Nolan *et al.*, 2007). La presencia de cloruro en el perfil del suelo se debe, principalmente, a las deposiciones por precipitación a lo largo de los siglos. La medición de perfiles en sitios pareados (monte-desmonte) permite evaluar la evolución de la salinidad y el contenido hídrico de los perfiles con una

² En este capítulo, se utilizará la frase “perfiles de suelo” para referirnos a la zona vadosa explorada y se referirá al proceso de “recarga” como el proceso que engloba el drenaje profundo y la posibilidad de que la humedad ingresada al perfil alcance la napa freática.

situación de referencia (el monte lindero); de esta manera, se evitan distorsiones relacionadas con la topografía, textura, geomorfología, etc. (Santoni *et al.*, 2010; Amdan *et al.*, 2013). Si bien existen algunas incertidumbres asociadas con la estimación de las entradas del trazador y los supuestos sobre los procesos de transporte, en general, estas son menores que las asociadas con los métodos de balance de agua o con los que utilizan datos físicos de la zona no saturada como la conductividad hidráulica (Scanlon *et al.*, 2002).

En la Argentina, tanto en el Espinal de la provincia de San Luis como en las planicies de las provincias de Salta y de Santiago del Estero se evidenciaron los procesos de recarga y salinización secundaria como consecuencia del desmonte a través del análisis de humedad y cloruros de perfiles de suelo en lotes pareados (Santoni *et al.*, 2010; Jayawickreme *et al.*, 2010; Amdan *et al.*, 2013; Giménez *et al.*, 2016; Marchesini *et al.*, 2016). Jayawickreme *et al.*, (2010) analizaron transectas de resistividad a lo largo de bosques y cultivos, los bosques mostraron menor resistividad (es decir alta salinidad) entre ~3-13 m de profundidad respecto de los sitios bajo agricultura.

En este capítulo se compara el consumo de agua y movilización de sales de los perfiles del suelo (zona vadosa) entre montes y lotes desmontados, y entre situaciones de borde y centro de los parches de monte y los lotes desmontados. Las predicciones asociadas establecen que la recarga será mayor en los parches de cultivo o pasturas que en los montes. A su vez, dentro de los lotes desmontados la recarga será mayor en el centro del parche que en el borde lindero a un bosque remanente. Por último, la recarga del perfil y el movimiento de sales será mayor en los lotes con desmontes más antiguos.

2.2 Materiales y métodos

2.2.1 Diseño experimental

Se seleccionaron 17 sitios distribuidos en tres zonas de las planicies semiáridas: 8 en el departamento de Moreno, 3 en el departamento de Alberdi, ambos en la provincia de Santiago del Estero y 6 en el departamento de Anta, en la provincia de Salta (Cuadro 2.1 y Figura 2.2). Cada sitio incluye un lote de monte nativo y un lote contiguo desmontado (lotes pareados). La información sobre cada lote (Tabla 2.1) y la fecha de desmonte se obtuvieron de las bases de datos elaboradas por Vallejos *et al.* (2015).

Para describir el perfil del suelo en cada sitio se cavaron pozos de 4 m de profundidad ubicados en una transecta de 300 m (Cuadro 2.1) que atravesaba el lote con monte nativo y el lote desmontado. Cada transecta estaba compuesta por 6 pozos separados por 50 m, a excepción de los pozos en los bordes de cada lote que estaban separados por 100 m (Figura 2.1). En los sitios 1, 2, 6, 7 y 13 (Tabla 2.1) por razones climáticas en el momento del muestreo se hicieron 4 pozos por transecta. En total se realizaron 92 pozos. Las transectas se denominaron “transecta monte-pastura” cuando correspondía a monte y pastura, “transecta monte-riego” para los montes y cultivos bajo riego, y “transecta monte-secano” para las que atravesaban un lote de monte y uno de cultivo de secano. La existencia de interacción entre los usos podría observarse si los perfiles de suelo ubicados en el borde mostraran humedad y concentraciones de cloruros diferentes de las que se observan en el centro de los lotes muestreados.

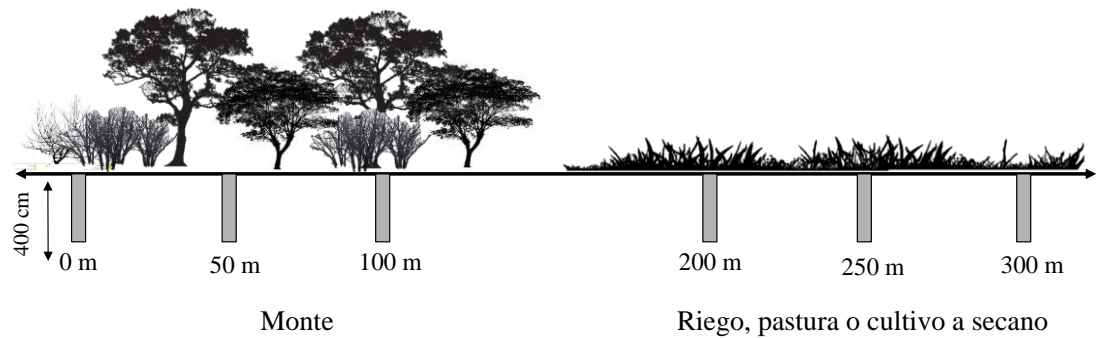


Figura 2.1: Esquema del muestreo por transecta. Las barras grises representan pozos de 4 m de profundidad que se utilizaron para caracterizar los perfiles de suelo a las distancias indicadas.

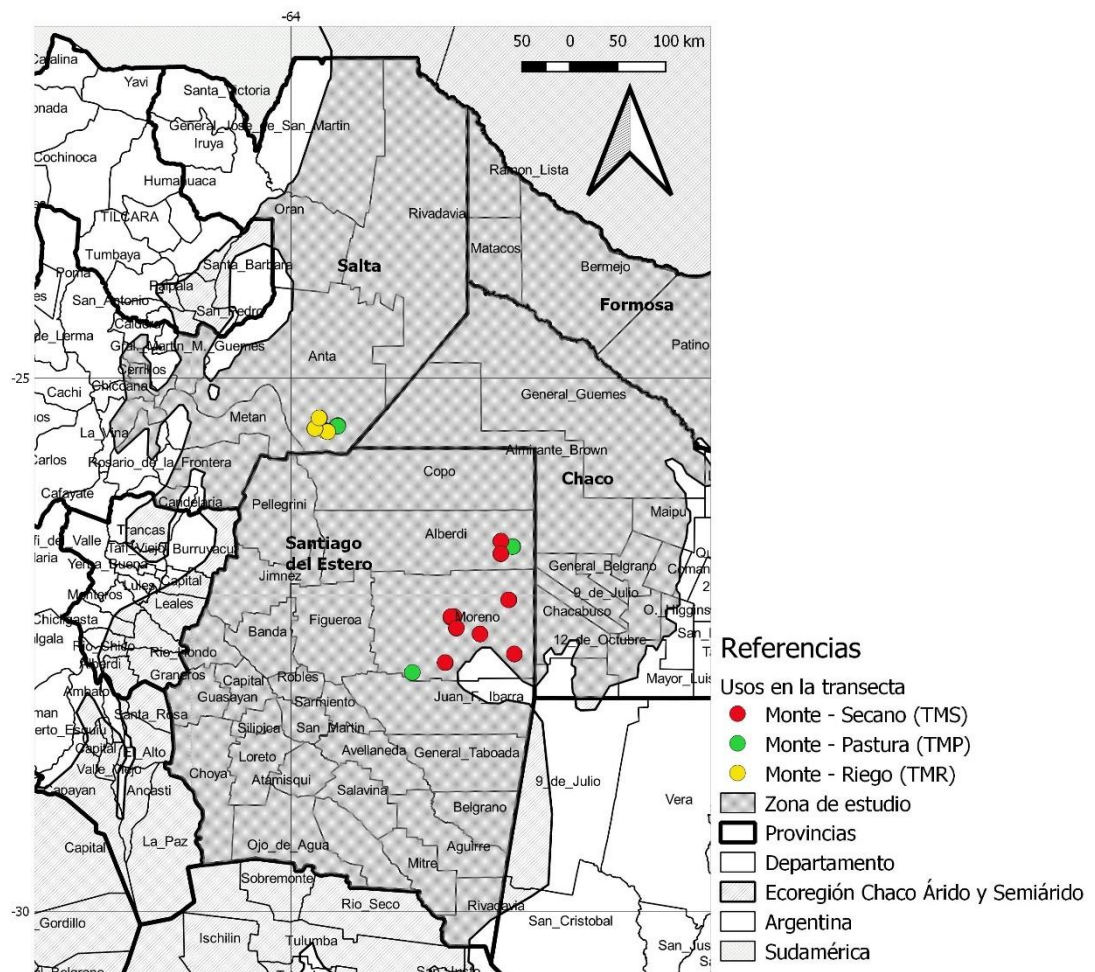


Figura 2.2: Ubicación de los sitios muestreados. Cada círculo representa una transecta pareada de monte–pastura (TMP), monte–riego (TMR) o monte–secano (TMS).

De cada pozo de 4 m se tomaron muestras de suelo cada 50 cm de profundidad con un barreno de 10 cm de diámetro. De cada pozo se obtuvieron 8 muestras a excepción del pozo en el centro del lote de riego en el sitio 4 en donde se llegó a la napa freática a los 3,5 m de profundidad. Para cada tramo de 50 cm se mezclaron entre 3 y 4 extracciones del barreno homogeneizándolas para obtener una muestra. Cada muestra se colocaba inmediatamente en bolsa de polietileno debidamente cerrada y se registraba su peso. En total se obtuvieron 735 muestras que fueron tomadas entre 2012 y 2015 (en septiembre 2012 en Anta; en octubre 2013 en Alberdi y en octubre 2015 en Moreno).

N°	Ubicación	Depto.	Año desmonte	Textura	USOS
TMP1	63°33'04"O 25°26'18"S	Anta	1999	Franco Arcillosa / Franco Arenosa	TMP - Pastura con rastrojos de maíz y de sorgo - Monte pastoreado
TMP2	63°34'27"O 25°27'04"S	Anta	2003	Franco Arcillosa / Franco Arenosa	TMP - Pastura - Monte pastoreado
TMR3	63°38'37"O 25°30'21"S	Anta	2001	Franco Arcillosa / Franco Arenosa	TMR - Riego por aspersión - rotación soja/trigo o soja/maíz/algodón desde 1999
TMR4	63°44'14"O 25°22'04"S	Anta	2001	Franco Arcillosa / Franco Arenosa	TMR - Riego por aspersión - cultivo algodón. El monte es relativamente bajo. Alcanzamos la napa a los 4 mts de profundidad. Sobre vía de escurrimiento (INTA 2009).
TMR5	63°39'18"O 25°30'09"S	Anta	1998	Franco Arcillosa / Franco Arenosa	TMR - Riego por aspersión - cultivo algodón, hay rastrojo de soja de 2 años atrás - El monte era muy lindo con Quebracho blanco, colorado y Guayacán, sin pastoreo. Sobre vía de escurrimiento (INTA 2009).
TMR6	63°46'13"O 25°28'01"S	Anta	1998	Franco Arenosa	TMR - Riego por aspersión - cultivo algodón - El monte era muy lindo con Quebracho blanco, colorado y Guayacán, sin pastoreo. Sobre vía de escurrimiento (INTA 2009).
TMP7	62°51'29"O 27°45'16"S	Moreno	1976	Franco Arcillosa / Franco Limosa	TMP - Pastura, con mucha maleza y pequeña isla de arbustales - Señales de ser un desmonte por incendio espontáneo debido a la irregularidad. Sobre vía de escurrimiento (INTA 2009)
TMS8	62°27'52"O 27°14'01"S	Moreno	1986	Areno Franca / Franco Arenosa	TMS - Secano - Se observa mínima pendiente del monte al bte de cultivo - lloviz 30 mm dos días antes del muestreo. Se observan señales de incendio y gatton panic sobre todo en el borde del monte. Sobre vía de escurrimiento (INTA 2009)
TMS9	62°50'15"O 27°14'16"S	Moreno	1986	Areno Franca / Franco Arenosa	TMS - Secano - se observa suave pendiente del bosque al lote desmontado. Sobre vía de escurrimiento (INTA 2009).
TMS10	62°32'45"O 27°39'55"S	Moreno	1976	Areno Franca / Franco Arenosa / Franco Arcillo Arenoso	TMS - Secano - rastrojo de maíz al momento de muestreo. Hay árboles aislados dentro del lote
TMS11	62°26'37"O 27°20'30"S	Moreno	1986	Franco Arcillo Arenosa / Franco Limosa	TMS - Secano - por lo irregular parece haberse desmontado con un incendio no controlado, es una isla de cultivo en el medio de mucho monte - Monte muy diverso con estratos bien definidos, sin pastoreo.
TMS12	61°27'45"O 27°04'36"S	Moreno	1986	Franco Arcillosa / Franco Arcillo Arenosa / Arcillo Limosa / Arcillosa / Franco Limosa / Arcillo Limosa	TMS - Secano - el monte es una isla entre todos lotes de secano. No tiene pastoreo, encontramos familia de Guayacanes, monte con estratos bien definidos.
TMS13	62°13'47"O 27°24'01"S	Moreno	1976	Franco Limosa / Franco Arcillo Limosa	TMS - Secano, actualmente pastoreo con larga historia de secano, hay rastrojo de maíz, es una franja de 10 km por 1,5 de ancho, rodeada de monte,
TMS14	61°54'01"O 27°35'43"S	Moreno	1976	Franco Limosa / Franco Arcillosa	TMS - Secano - monte chico de 8 ha, muy diverso, hay presencia de duraznillo. El monte es lindero a la ruta, que está más elevada que el monte y el cultivo.
TMP15	62°01'07"O 26°35'08"S	Alberdi	1997	Franco Arcillosa / Franco Limosa	TMP - Pastura, tuvo un año de cultivo maíz/sorgo - Monte con muchísimo quebracho blanco. Pocas señales de pastoreo. Pastos altos.
TMS16	62°01'39"O 26°32'00"S	Alberdi	1995	Franco Limosa / Franco Arcillo Limosa	TMS - Secano, rotación pastura- Pequeño monte muy diverso, hay guayacanes.
TMS17	62°01'56"O 26°39'23"S	Alberdi	1985	Franco Limosa / Franco Arcillo Limosa	TMS - Secano, trigo/soja. Monte con rabeo de cubras, muy diverso, Itín, quebracho blanco, estratos bien definidos

1.1.1 Información climática de los sitios muestreados

La precipitación media anual de los departamentos de Moreno y Alberdi en la Pcia. de Santiago del Estero es de 680 mm y de 595 mm para los sitios en el Depto de Anta en la Pcia. de Salta (SMN).

Cuadro 2.1: Descripción de los sitios muestreados, los departamentos Moreno y Alberdi se encuentran en la provincia de Santiago del Estero, el departamento de Anta en la provincia de Salta. Las características texturales fueron obtenidas mediante el método de Bouyocus 1962, se encuentran ordenadas desde la superficie hasta los 4 m de profundidad. Los años del desmonte se obtuvieron de la clasificación de Vallejos *et al.*, 2015. La descripción de usos se basa en conversación con productores locales y observación personal. La clasificación de suelos hasta subgrupo se obtuvo de la carta de suelos de INTA 2009.

1.1.1 Mediciones de humedad, textura, pH y conductividad eléctrica

Para obtener el contenido de humedad gravimétrica se pesaron las muestras con las bolsas en el momento de la extracción en el campo; luego se secó la muestra completa de suelo en estufa a 105 °C hasta que tuviera peso constante. Finalmente, se obtuvo el contenido de agua gravimétrica (CHg %) como el peso húmedo (g) menos el peso seco (g), dividido el peso seco (g) multiplicado por 100.

La textura del suelo se determinó por el método del hidrómetro en cada una de las muestras (Bouyoucos, 1962; Elliot *et al.*, 1992). La densidad aparente, capacidad de campo y punto de saturación fueron determinados por tabla para cada textura (USDA, 1992; Rawls *et al.*, 1992). Se obtuvo un valor hídrico relativo (Hrel) que representa el contenido de agua del suelo en relación al volumen máximo de agua que puede contener (Amdan *et al.*, 2013). Es un valor adimensional ya que representa una relación entre porcentajes que varía entre 0 y 1 cuando la humedad no supera la capacidad de campo. Valores mayores a 1 indican que el contenido hídrico del suelo supera la capacidad de campo, es decir que se encuentra saturado de agua. La Hrel permite comparar la humedad entre perfiles con distinta capacidad de retención hídrica.

La conductividad eléctrica (CE), el pH y el contenido de cloruros fueron determinados en extractos suelo-agua con una relación 1:2. La conductividad eléctrica fue medida con un conductímetro con corrección automática por temperatura (Orion Modelo 115, Orion Research, Inc., MA, USA). La concentración de cloruro fue determinada utilizando electrodos de ion selectivo de estado sólido (ORION 94-17, Thermo Electron Corporation) (Santoni *et al.*, 2010; Frankenberger *et al.*, 1996). Cada 6 mediciones se realizó una calibración en soluciones de concentración conocida de cloruros (4,8; 9,16; 24; 100,8; 500 ppm Cl⁻). El pH fue determinado con Analizador multiparamétrico CONSORT 0861, con electrodo para pH S20.-00B (Thomas, 1996).

La conversión de los valores de la CE a concentración de sales (kg·m⁻² de NaCl) se realizó multiplicando los valores de la CE por el equivalente en NaCl, teniendo en cuenta las mediciones de la CE en extractos 1:2, los valores de NaCl obtenidos, se multiplicaron por 2. Los valores se ajustaron por la Dap para obtener los valores de NaCl por litro, y estos valores se multiplicaron por 500 l que es el volumen de la muestra de 50 cm de suelo.

1.1.2 Estimaciones de recarga

Se estimó la recarga de la napa freática mediante la aproximación basada en el desplazamiento del frente del marcador (DFC) (Walker *et al.*, 1991; Allison *et al.*, 1994). Este método es recomendado para situaciones de cambios de uso de suelo en

regiones semiáridas (Allison *et al.*, 1991).

En el método DFC el marcador es el ion cloruro y el frente se refiere a la profundidad en el perfil del suelo en la que se registra el pico de concentración de este ion. Este método se centra en la observación del cambio en el almacenamiento de cloruro en un perfil del suelo. Resulta apropiado en situaciones donde las modificaciones en el almacenamiento de sales se deben a cambios en el uso del suelo por sustitución de la vegetación original ocurrido pocos años o décadas (Allison *et al.*, 1994; Walker, 1998; Jayawickreme *et al.*, 2012).

La recarga, en este caso, se determina a partir de la velocidad del frente del marcador (v) tomando como supuesto que el flujo de agua es como un “pistón” vertical (Walker *et al.*, 1991), es decir que asume que no hay movimiento lateral de agua subterránea. Se deben realizar las mediciones de profundidad del frente de cloruros en dos lotes pareados, uno desmontado y otro no. El método se aplica con las siguientes variables:

$$R = v\theta = \theta \frac{Z_1 - Z_2}{t}$$

donde R es la recarga ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$); Z_1 y Z_2 son las profundidades de los frentes de cloruro. Z_1 es la profundidad del pico de concentración de cloruros del lote desmontado y Z_2 es el pico de concentración de cloruros en el lote bajo monte. θ es el contenido de agua promedio en el lote desmontado en ese intervalo de profundidad. El tiempo t es el tiempo transcurrido desde el desmonte. El método calcula el tiempo que tardó en moverse el frente cloruros desde la situación inicial (monte) hasta el momento medido en el desmonte y cuantos mm de agua se necesitaron para producir ese movimiento.

En los casos donde no estaba presente el frente de cloruros, se utilizaron 4 m (como valor de profundidad conservativo) para Z_1 , que es la máxima profundidad explorada, y se obtuvo, así, una subestimación de recarga.

1.1.3 Análisis de datos

Para analizar cómo los valores de humedad, de cloruros y de recarga variaron con las distancias al centro del monte se utilizaron modelos lineales generalizados mixtos (MLGM) (Onofri *et al.*, 2009), todas las variables se analizaron con distribución *normal* y enlace *identidad* (Di Rienzo *et al.*, 2008).

Se estudiaron las distancias como factor fijo (0,50, 100, 200, 250, 300 m) y cada una de las transectas (1 a 17); el uso de cada lote (monte, pastura, riego y seco); los departamentos provinciales (Alberdi, Moreno y Anta), y la profundidad (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350 y 400 cm) como factores aleatorios. Para garantizar la independencia de los datos se aplicó una estructura de correlación espacial exponencial, donde “ x ” es la distancia e “ y ” la profundidad. Para lograr la homogeneidad de las varianzas, se incluyó un término de covarianza “varIdent” para los efectos aleatorios de las transectas y del uso del lote. Se agruparon las transectas según el uso del lote desmontado, es decir monte-pastura, monte-riego y monte-secano y se corrió el modelo para cada grupo de transectas. Se corroboraron los supuestos de homogeneidad de varianzas, normalidad e independencia de datos. Los $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ de cloruro y $\text{ds} \cdot \text{m}^{-1}$ de conductividad eléctrica

fueron transformados por su logaritmo natural (LogN) para que los conjuntos de datos cumplieran con los supuestos necesarios para la validación de los modelos estadísticos aplicados (Legendre y Legendre, 1998).

Para analizar el efecto de la “distancia” sobre los valores de recarga se utilizaron los resultados obtenidos por el método de desplazamiento del frente del marcador, método recomendado para las situaciones de “no equilibrio” del sistema (Allison *et al.*, 1991). En el modelo, la “distancia” se estableció como factor fijo y las transectas, los usos de los lotes y los departamentos provinciales fueron incluidos como factores aleatorios. A diferencia de los modelos desarrollados para analizar el contenido hídrico y los cloruros, donde se incluía un término de correlación espacial para distancia y profundidad, en este caso, siendo la recarga única por pozo y para todas las profundidades, se incluyó un término de correlación espacial exponencial solo para las distancias a lo largo de las transectas. También se utilizó un término de heterocasticidad para las diferencias de varianzas entre usos. El análisis se particionó por el tipo de transecta (monte-pastura, monte-riego y monte-secano).

Para describir el agrupamiento de los datos en función de su variabilidad, se aplicó un análisis de los componentes principales (PCA, Principal Component Analysis) (Kenkel *et al.*, 2002). Se organizó una matriz con los datos de concentración de cloruro ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) para cada tipo de transecta, es decir una matriz para las transectas monte – secano, otra para las transectas monte – pastura y otra para las transectas de monte – riego. Otras 3 matrices con el mismo agrupamiento se organizaron para con los datos de humedad (Hrel). Cada matriz monte – pastura consta de 144 mediciones que incluyen 18 pozos muestreados por 8 secciones de profundidad (cada 50 cm). Las matrices monte – riego constan de 176 mediciones que incluyen 22 pozos muestreados por 8 secciones de profundidad y las matrices monte – secano constan de 408 mediciones que incluyen 51 pozos muestreados por las 8 profundidades. Los gráficos del análisis de los componentes principales, el valor de los autovectores y el porcentaje de contribución se obtuvieron con el paquete “factoextra” (Le *et al.*, 2008; Wickham, 2009; Galili, 2015; Maechler *et al.*, 2016). Debido a que los análisis de los componentes PCA son sensibles a la falta de datos (Onofri *et al.*, 2009), los cuatro valores faltantes (correspondiente a la última muestra del pozo a los 4 m), incluidos en el conjunto de datos, fueron reemplazados con el valor de humedad o de cloruros inmediatamente superior.

Para analizar la relación de las variables de humedad y cloruros en función de la edad se descartaron los perfiles de borde (distancias de 100 y 200 m), ya que la hipótesis general plantea que existe una interacción entre usos y que se espera observar principalmente en los resultados de esas distancias. Los perfiles correspondientes a las distancias de 0 y 50 m dentro del monte, como las distancias de 250 y 300 m dentro del lote desmontado, fueron tomados como submuestras; por lo tanto, se promediaron para obtener un solo valor por lote, por transecta (Hurlbert, 1984; Hargrove y Pickering 1992; Oksanen, 2001). El perfil de humedad fue evaluado como la sumatoria de la lámina de agua de todas las profundidades (mm de agua acumulados). De la misma manera, los $\text{mm}\cdot\text{l}^{-1}$ de Cl^- se sumaron para obtener un valor de los $\text{mm}\cdot\text{l}^{-1}$ acumulados por perfil analizado. El análisis se hizo mediante regresión lineal para cada tipo de transecta.

1.2 Resultados

1.2.1 Perfiles de humedad

En promedio, los perfiles de los lotes desmontados resultaron un 33 % más húmedos que sus montes apareados. Los valores de lámina almacenada obtenidos para cada tipo de cobertura fueron, en promedio, los siguientes: 726,5 mm \pm 372 pasturas; 705,2 mm \pm 171,26 riego; 1018,9 mm \pm 192 seco, y 581,75 mm \pm 196 montes. Los valores para cada transecta y perfil de lámina de agua (mm), el contenido hídrico volumétrico ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^3$) y la humedad relativa (Hrel) se detallan en el Anexo 1, con las medidas resumen correspondientes.

Los modelos estadísticos para analizar Hrel y mm de lámina de agua arrojan ajustes similares para comparar las diferencias entre las distancias analizadas (valor p de los modelos $< 0,0001$, diferencias significativas entre distancias $\alpha = 0,05$). Si bien los resultados para cada medida de humedad analizada describen patrones similares, se describen los resultados con las medidas de Hrel ya que presentó los modelos con mejor ajuste. El detalle de las medidas de ajuste de los modelos se adjunta en el Anexo 1, A1.7.

En las transectas monte riego, se observa un aumento de humedad desde la distancia 50 m hasta el centro del lote regado. Cada 100 m se observan diferencias significativas en el contenido de humedad analizado por el modelo (Cuadro 2.2; Figura 2.4). La distancia de 100 m (borde del monte) se diferenció significativamente de las distancias de 0 y 50 m (monte adentro) y, a su vez, mostró una concentración de humedad similar a la distancia de 200 m (borde del lote regado). Es decir que el perfil de borde del monte tuvo un contenido hídrico similar al de los perfiles de los riegos linderos. Asimismo, los 200 y 250 m no se diferenciaron significativamente hasta los 300 m de distancia, donde se registró el nivel más alto de humedad relativa (media $0,77 \pm 0,09$) (Cuadro 2.2; Figura 2.4). Los perfiles de humedad relativa en las transectas monte riego mostraron un comportamiento principalmente asociado a la distancia al centro del monte.

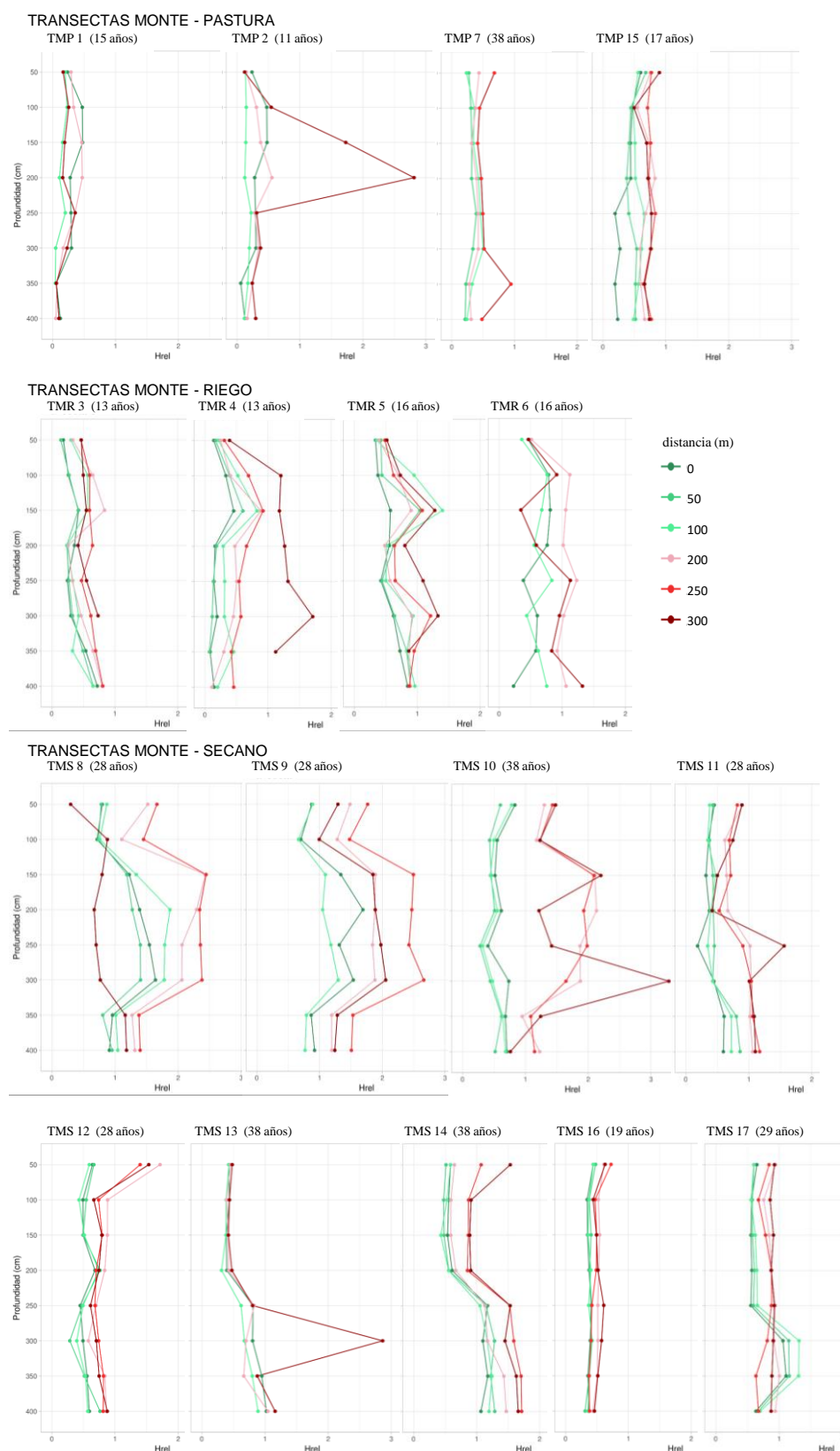


Figura 2.3: Perfiles de humedad relativa (Hrel, adimensional) para cada transecta de lotes pareados: monte-pastura (TMP); monte-riego (TMR) y monte-secano (TMS). Las distancias (m) corresponden a los pozos dentro de las transectas. En verde las distancias 0,50 y 100 m que corresponden al lote bajo monte y en tonos rojos las distancias 200, 250 y 300 m que corresponden a los lotes desmontados. Los años transcurridos desde el desmonte del lote agrícola a la fecha de muestreo están indicados entre paréntesis.

Por otro lado, la humedad de los perfiles bajo monte y aquellos bajo riego tendían a igualarse hacia los 4 m, teniendo en cuenta que la humedad de los perfiles bajo riego entre los 3 y 4 m de profundidad fue siempre mayor que la de los otros usos, es muy probable que, pasados los 4 m, se encuentren valores aún más elevados (Figura 2.3). Una excepción es la transecta monte-riego 4, en donde la napa freática se alcanzó a los 4 m de profundidad. El perfil de humedad relativa de dicho pozo fue muy diferente al resto de los perfiles de la transecta (Figura 2.3). El aumento de humedad en profundidad en cada uno de los perfiles de cada transecta seguía un patrón similar en todas las distancias independientemente de la cobertura,

En las transectas monte seco, en algunos casos se observaron frentes de humedad en la distancia de 300 m (centro del lote desmontado), similar a lo observado en las pasturas (transectas monte-secano 10, 11 y 13). Solo en la transecta monte-secano 14, el perfil del borde del seco (200 m) tuvo concentraciones de humedad similares a las del borde del monte, que era un monte particular, menor a 0,5 ha, que se encontraba lindero a una ruta pavimentada (Cuadro 2.1). En las transectas monte-secano más antiguas (38 años, transectas monte-secano 13 y 14) se observa un aumento progresivo de la humedad en profundidad en toda la transecta similar al observado en los lotes de riego.

Al analizar estadísticamente las diferencias de humedad a lo largo de las transectas (distancias 0,50 y 100 m bajo monte, distancias 200, 250 y 300 m bajo desmonte, Figura 2.1), se destaca que las transectas monte-secano no registraron diferencias significativas para las tres distancias bajo monte. Tampoco se registraron diferencias significativas entre las tres distancias evaluadas bajo seco. Sin embargo, los perfiles bajo seco se diferencian significativamente de los perfiles bajo monte (Cuadro 2.2), es decir que los perfiles de humedad en las transectas monte seco mostraron un comportamiento asociado principalmente al tipo de cobertura.

Las pasturas presentaron, en promedio, un 27 % más de humedad que sus montes apareados. Se observaron picos de humedad entre los 2 m y 3 m de profundidad dentro de las pasturas (Figura 2.3). Estos picos de humedad se encontraban a mayor profundidad a medida que aumentaba el tiempo transcurrido desde el desmonte. En la pastura más antigua (transecta monte-pastura 7, de 38 años), la humedad resultó más homogénea a lo largo de todo el perfil.

Las transectas monte-pastura no mostraron un patrón relacionado con las distancias muestreadas (Figura 2.3). El contenido de humedad aumentó hacia los 0 m dentro del monte (media $0,37 \pm 0,12$ humedad relativa) y hacia los 300 m dentro del lote de pastura (media $0,45 \pm 0,12$ humedad relativa) (Cuadro 2.2, Figura 2.4).

Cuadro 2.2: Humedad relativa (Hrel) de perfiles de suelo de 4 m de profundidad ubicados entre sí a lo largo de una transecta de 300 m donde 0 m se encuentra en el lote con monte y 300 m dentro del lote desmontado (pastura, riego o seco). Se utilizó un análisis MLGM que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso. La Hrel es una medida adimensional de humedad respecto de la capacidad de almacenamiento del perfil en función de la capacidad de campo del mismo.

Humedad relativa (Hrel)		modelo 1		modelo 2		modelo 3	
		transectas monte pastura		transectas monte riego		transectas monte seco	
uso	distancia	Medias	E.E.	Medias	E.E.	Medias	E.E.
monte	0	0,37	0,12 CD	0,43	0,09 D	0,71	0,1 B
	50	0,30	0,14 DE	0,44	0,09 D	0,73	0,1 B
	100	0,27	0,12 E	0,56	0,09 C	0,72	0,1 B
desmonte	200	0,43	0,12 BC	0,62	0,09 BC	1,03	0,2 A
	250	0,50	0,12 B	0,69	0,09 B	1,01	0,2 A
	300	0,45	0,12 AB	0,77	0,09 A	1,03	0,2 A

LSD Fisher (Alfa = 0,05), sin procedimiento de corrección de valores -p

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p > 0,05$)

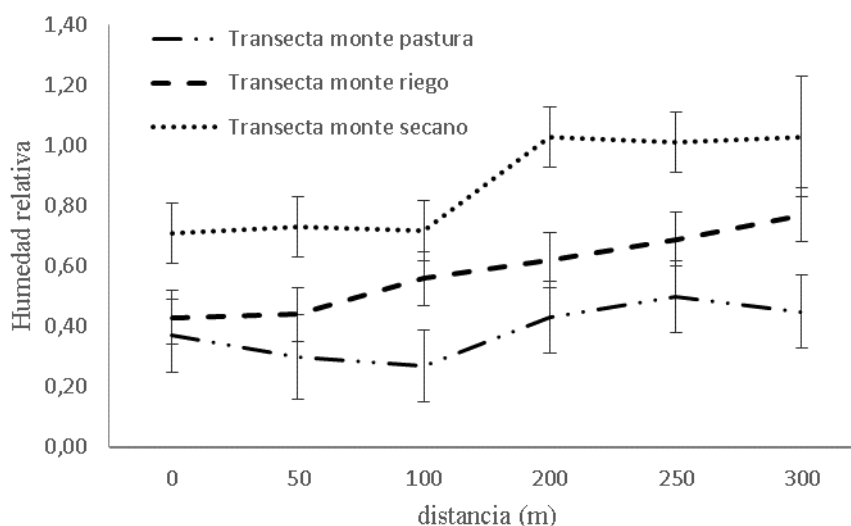


Figura 2.4: Promedio de los valores de humedad relativa (Hrel, adimensional) para perfiles de suelo de 4 m de profundidad en transectas de lotes pareados. Los perfiles de suelo fueron muestreados a distancias (m) regulares en cada una de las transectas donde las distancias 0,50 y 100 m se encuentran dentro del lote con monte y 200, 250 y 300 m se encuentran dentro de los lotes desmontados. Para obtener las medias y los SD (barras negras) se aplicó un modelo lineal general mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detallan las medidas de ajuste de los modelos en el Anexo 1).

El PCA realizado para las transectas monte-secano pudo explicar el 74,5% de la variabilidad en la humedad relativa a través del componente principal 1 (CP1) y el 13,2% de la variabilidad a través del componente principal 2 (CP2) (Figura 2.5 a). El CP1 asignó pesos similares y positivos a todas las profundidades (Cuadro 2.3) de modo tal que se distribuyeron, a la izquierda de este eje, los valores correspondientes a las distancias 0 a 100 m (monte) y, a la derecha, los valores correspondientes a las distancias 200 a 300 m (cultivos a seco), es decir que el 74,5 % de la variabilidad está

explicado, principalmente, por el uso, confirmando las conclusiones obtenidas del modelo (Cuadro 2.2). El CP2 asignó valores con peso negativo a las concentraciones de humedad hasta los 2 m de profundidad (Cuadro 2.3) y, de esta manera se amplifican las diferencias dadas por las variaciones en la Hrel a lo largo del perfil (se destaca la “panza” de humedad). Los perfiles con mayor humedad en los primeros metros se ubican por encima del eje 0 y aquellos con mayor humedad hacia los 4 m de profundidad, se ubicaron por debajo del eje 0. Esta característica se ve agrupada en función de la transecta (diferentes símbolos, Figura 2.5 a). Es decir que el 13,2 % de la variabilidad explicada por este eje se debe en gran parte a la variabilidad propia de la humedad de cada una de las transectas. Los pozos de la transecta 16 se agrupan en el extremo inferior izquierdo, cabe destacar que se trata de un desmonte de 19 años con uso de secano con rotación de pastura (Cuadro 2.1) lo que puede explicar la similitud de los pozos a lo largo de ambos ejes.

El PCA para las transectas monte-riego (Figura 2.5 b), pudo explicar el 71,7% de la variabilidad en la humedad relativa en el CP1 y el 10,9% de la variabilidad en el CP2 (Figura 2.5 c y d). De la misma manera que en las transectas monte-secano, el CP1 asignó valores similares y siempre positivos (Cuadro 2.3). La dispersión a lo largo del eje 1 estaba dada, principalmente, por la distancia al metro 0 de la transecta. Las distancias de 100, 200 y 250 m se dispersaron en torno del valor 0 del eje, lo que indicaba cierta similitud en sus valores, mientras que las distancias de los extremos (0,50 m dentro del monte y 300 m dentro del lote regado) marcaron mayor diferencia entre sí, es decir que se destaca la similitud de los pozos que representan los bordes de ambos usos. El eje 2, en este caso, asignó valores negativos a las profundidades de 50, 250, 350 y 400 cm (Cuadro 2.3), separando los valores en función de la heterogeneidad de los perfiles. La identificación de los puntos por transecta (Figura 2.5 b) indica que el principal factor de variabilidad es la transecta en sí misma, probablemente relacionado con el tipo de manejo y años de riego de cada uno de los lotes.

En el caso de las transectas monte-pastura, el CP1 explicó el 65,1% de la variabilidad en la humedad relativa y el CP2, el 24,1% (Figura 2.5 c). El CP 1 asignó valores positivos y con pesos más variables que en las transectas monte-secano y monte-riego; es decir, los perfiles descriptos no mostraron un orden determinado. Las distancias de 0 y 100 m se ubicaron hacia la izquierda del 0 del eje, y las distancias de 50, 200, 250 y 300 m hacia la derecha; a su vez, la distancia de 250 m es el valor que más se distanció del resto. En la figura 2.5 c), se puede ver que la distribución sobre este eje se debe, principalmente, a las características específicas de cada transecta. En el eje 2, se diferencia uno de los puntos de la transecta 2, que se presenta como un “outlier”. No es adecuado interpretar los resultados de un análisis de los componentes principales frente a la presencia de un valor “outlier” ya que este análisis es particularmente sensible a esa clase de valores (Onofri *et al.*, 2009).

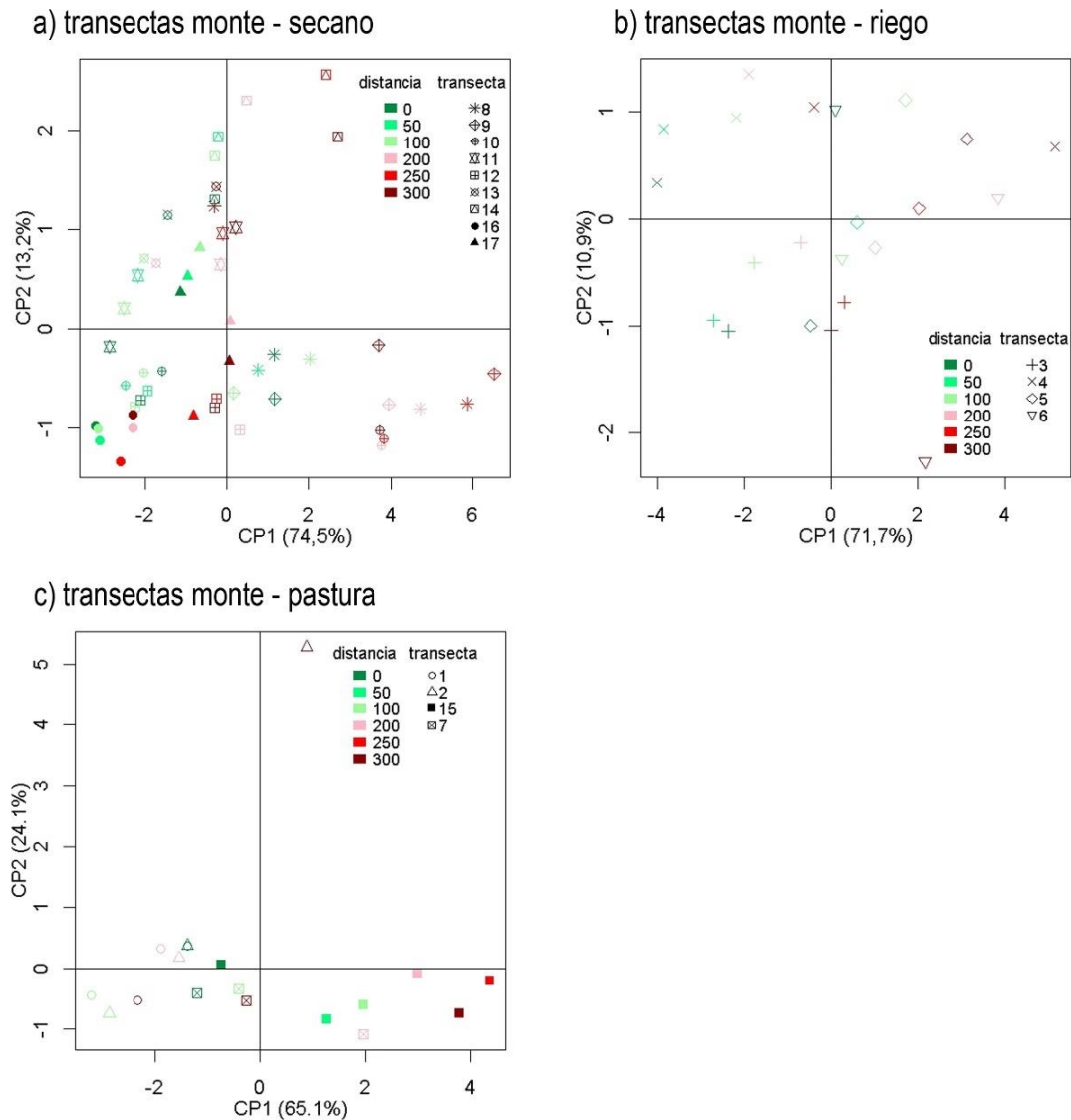


Figura 2.5: Análisis de Componentes Principales (PCA) sobre la Hrel (humedad relativa) en perfiles de suelo de 4 m de profundidad (muestreadas cada 50 cm) a lo largo de transectas de 300m. Gráfico a) transectas de monte y cultivos de seco . Gráfico b) transectas de monte y riego . Gráficos c) transectas de monte y pasturas . En todos los casos los puntos se encuentran coloreados en función de la distancia del pozo respecto al centro del monte (distancia 0 m) y las transectas se identifican con un símbolo particular. Los porcentajes en cada eje, indican el porcentaje de variabilidad explicado por el mismo. El valor de los autovectores se detalla en el cuadro 2.3.

Cuadro 2.3. Autovectores de los componentes principales de la variabilidad en la humedad relativa de perfiles de suelo según los usos pareados de las transectas monte y pastura, monte y riego y monte y seco; Profundidad de la muestra (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400 cm desde la superficie).

	monte seco		monte riego		monte pastura	
<i>Profundidad (cm)</i>	<i>eje 1</i>	<i>eje 2</i>	<i>eje 1</i>	<i>eje 2</i>	<i>eje 1</i>	<i>eje 2</i>
50	0,33	-0,28	0,34	-0,13	0,37	-0,22
100	0,38	-0,17	0,35	0,18	0,36	0,20
150	0,37	-0,32	0,26	0,71	0,22	0,61
200	0,36	-0,32	0,37	0,18	0,16	0,64
250	0,38	0,04	0,37	-0,07	0,39	-0,16
300	0,34	0,09	0,39	0,05	0,41	-0,10
350	0,30	0,57	0,38	-0,22	0,37	-0,18
400	0,30	0,57	0,32	-0,58	0,42	-0,10
<i>% variabilidad</i>	74,5	13,2	71,7	10,9	65,1	24,1

1.2.2 Perfiles de cloruros y de conductividad eléctrica

Los perfiles de suelo de 4 m de los montes presentaron concentraciones de cloruros de $57.700 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1} \pm 5.531$, mientras que los lotes desmontados presentaron perfiles con menores concentraciones dependiendo del tipo de cobertura: $54.550 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1} \pm 51.157$ las pasturas, $2.534 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1} \pm 1.955$ el riego y $12.909 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1} \pm 51.157$ los lotes bajo seco. En promedio, los lotes desmontados tuvieron un 65 % menos de concentración de Cl^- que los respectivos montes pareados. Las pasturas tuvieron un 15 % menos de concentración de este ion respecto al monte lindero, 95 % el riego y 78 % menos de concentración los perfiles bajo seco. Las medidas resumen de los resultados de las variables $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ de cloruro y $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ de cloruro y las conductividades eléctricas totales se detallan en el Anexo 1.

Tanto los modelos estadísticos para analizar $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ como los $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ arrojan ajustes similares para comparar las diferencias entre las distancias analizadas (valor p de los modelos $\leq 0,0095$, diferencias significativas entre distancias $\alpha = 0,05$). Las medidas de ajuste de los modelos estadísticos aplicados se detallan en el Anexo 1, cuadro A1.7.

En todas las transectas monte-pastura, el frente del marcador, que es el pico de concentración del ion cloruro de cada perfil, se presentó a profundidades menores a los 4 m —0,5 a 1 m por debajo de los frentes encontrados en el monte— (Figura 2.6 a) con concentraciones muy altas del ion, lo que describe algún tipo de movimiento de solutos respecto de la situación de referencia (centro del monte). Sin embargo, y de manera similar a lo que ocurre con el contenido hídrico, en las transectas monte-pastura, no se pudo describir un patrón significativo relacionado con las distancias de las transectas; por ejemplo, a los 300 m las concentraciones de Cl^- no se diferenciaron significativamente de las concentraciones de 50 m (Cuadro 2.4 Figura 2.7).

En lo que respecta a la transecta monte-pastura 7, cabe destacar que el monte muestreado había sido incendiado (Cuadro 2.1) con vegetación joven, lo que explicaría el lavado del perfil en la distancia 0 de dicho lote. Las transectas monte-pastura 1 y 15 presentaban rastros de cultivos y fueron las que presentaron el pico del marcador más profundo en comparación con las restantes pasturas.

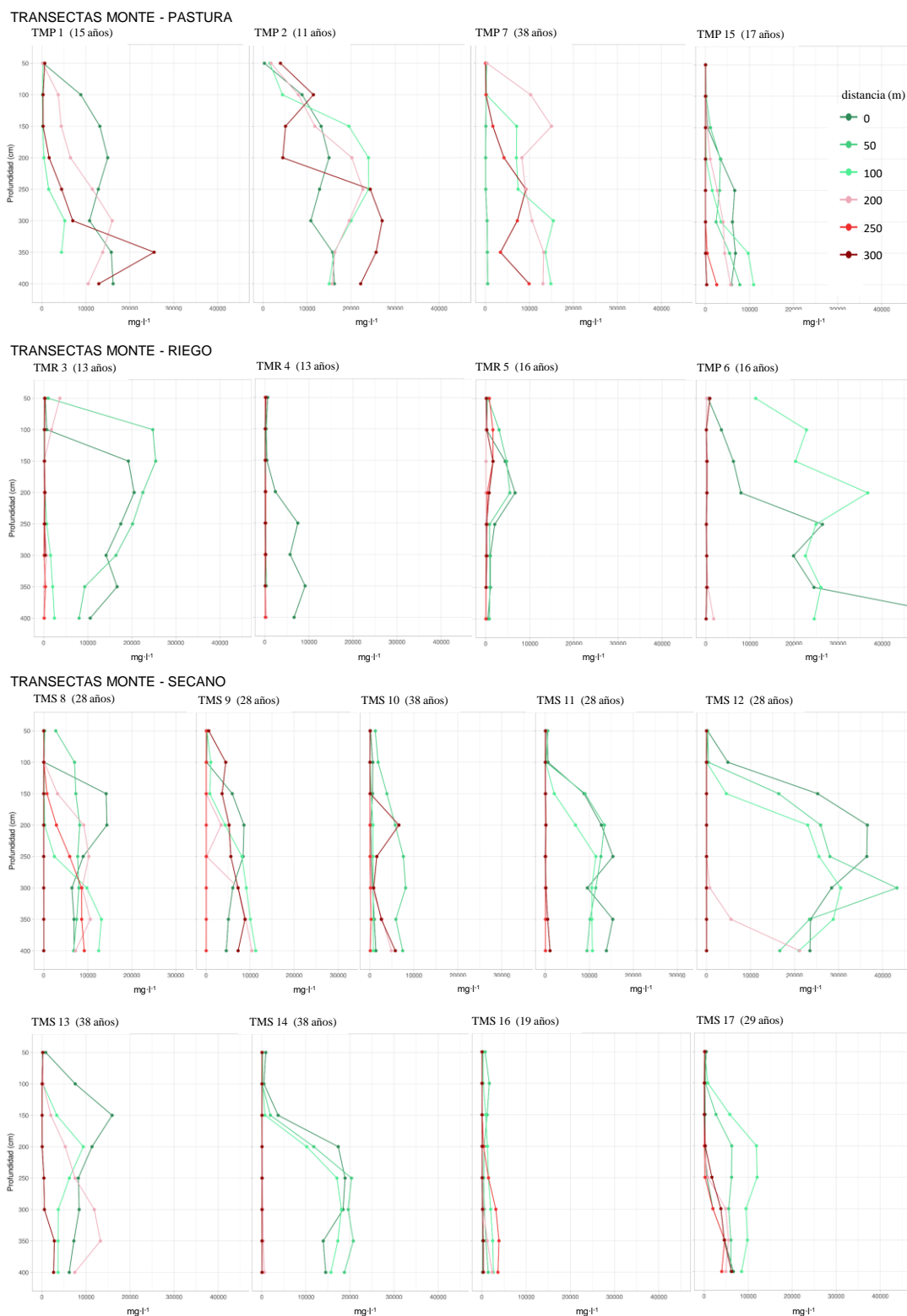
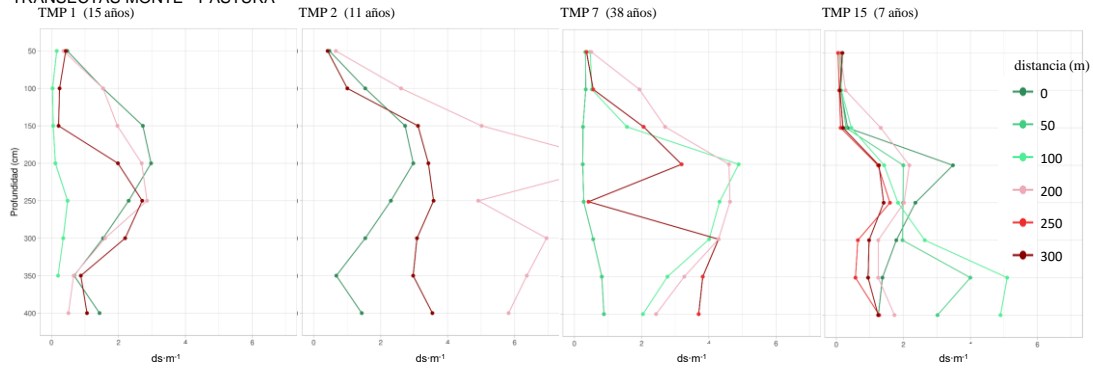
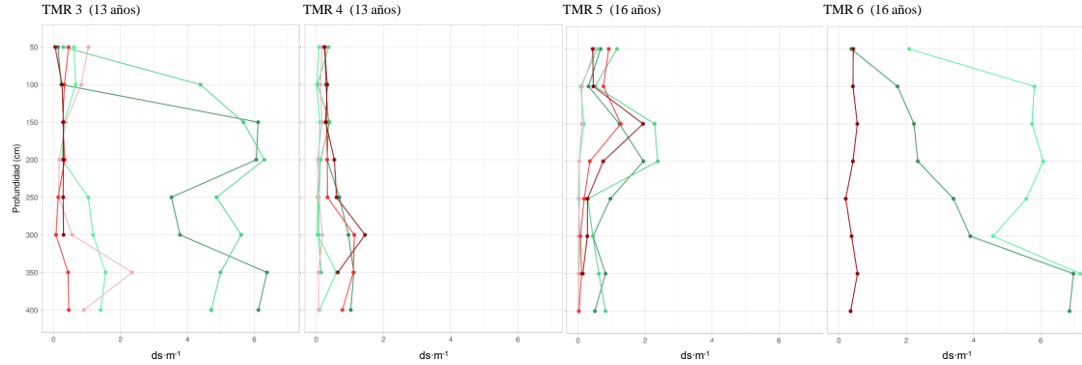


Figura 2.6 a) Perfiles de concentración de cloruros ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) para cada transecta de lotes pareados (TMP, monte-pastura; TMR, monte-riego; TMS, monte-secano). Las distancias (m) corresponden a los pozos dentro de las transectas. En verde las distancias 0, 50 y 100 m que corresponden al lote bajo monte y en todos rojos las distancias 200, 250 y 300 m que corresponden a los lotes desmontados. Los años transcurridos desde el desmonte del lote agrícola a la fecha de muestreo están indicados entre paréntesis.

TRANSECTAS MONTE - PASTURA



TRANSECTAS MONTE - RIEGO



TRANSECTAS MONTE - SECANO

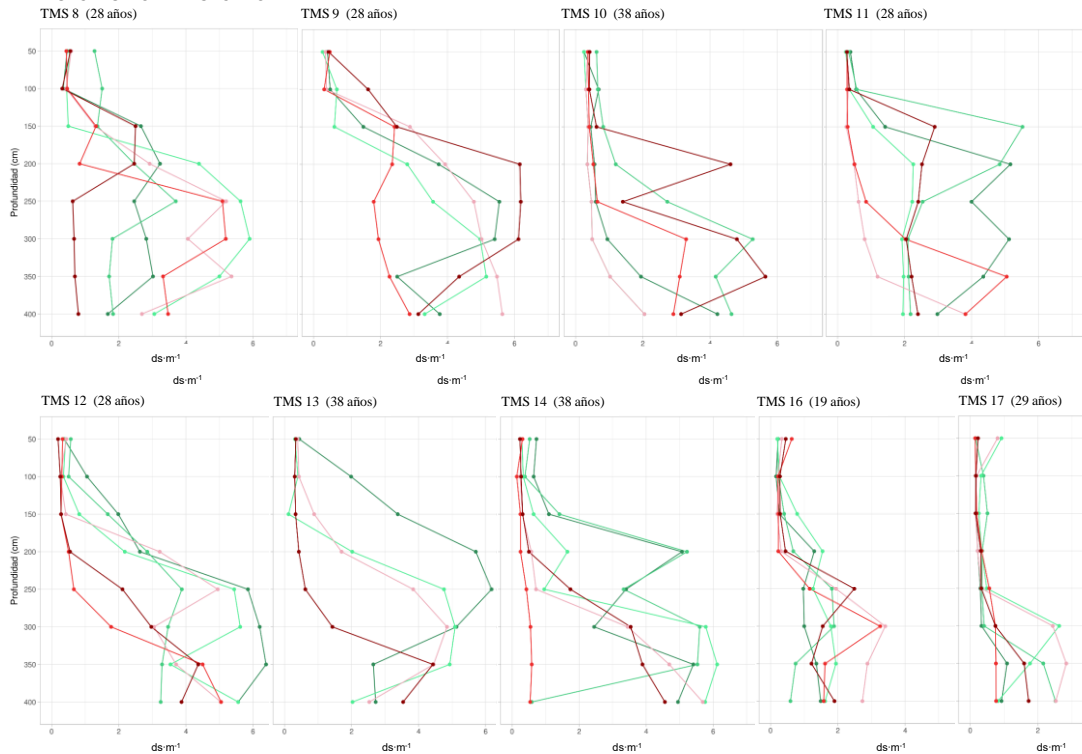


Figura 2.6 b): Perfiles de CE para cada transecta de lotes pareados (TMP, monte-pastura; TMR, monte-riego; TMS, monte-secano). Las distancias (m) corresponden a los pozos dentro de las transectas. En verde las distancias 0,50 y 100 m que corresponden al lote bajo monte y en todos rojos las distancias 200, 250 y 300 m que corresponden a los lotes desmontados. Los años transcurridos desde el desmonte del lote agrícola a la fecha de muestreo están indicados entre paréntesis.

En las transectas monte-riego, en todos los perfiles bajo riego, se observó lixiviación de cloruros ($< 500 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) y no se pudo alcanzar el frente del marcador en ninguno de los casos (Figura 2.6 a). Hacia la profundidad de 4 m, la concentración del ion disminuyó en los perfiles de monte ($< 10.000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), en la transecta monte-riego 6 (Figura 2.6 a), donde las diferencias de concentración superaron los $25.000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Todos los perfiles de distancia de 100 m de la transecta (borde del monte) mostraron lixiviación de cloruros, similar al de los perfiles bajo riego, estas diferencias con respecto al resto del monte, un $\sim 32\%$ menos de concentración de Cl^- , resultaron significativas y esta diferencia se mantuvo constante a lo largo del lote de riego (Cuadro 2.4, Figura 2.7). Es decir que a partir de los 100 m de distancia al centro del monte, los perfiles de concentración de cloruros resultaron similares indicando algún tipo de interacción entre usos.

En las transectas monte-secano, el frente del marcador se encontró en todos los perfiles del monte y en pocas situaciones en perfiles bajo secano ($< 10.000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$), lo cual indica la lixiviación del ion en las situaciones de desmonte. En las transectas 8, 9, 12 y 13 en el perfil correspondiente a la distancia de 200 m, es decir al borde del lote de secano, se registraron los frentes del marcador a los $\sim 3,4$ m, y solo en las transectas 8 y 9 se volvió a encontrar un frente de cloruros a las distancias 250 y 300 m respectivamente. Estadísticamente los perfiles bajo secano se diferenciaron de los perfiles bajo monte, sin diferencias para los bordes de secano (Cuadro 2.4). Los perfiles de borde del monte (distancia de 100 m) mostraron un $\sim 7\%$ menos de concentración de cloruros que los del resto del monte y estas diferencias si resultaron significativas para distinguirlos del resto del monte (Cuadro 2.4). Esta diferencia significativa de menor concentración de cloruros en los bordes de monte indicaría lixiviación de sales por algún mecanismo relacionado con la proximidad al lote de cultivo.

Respecto a la conductividad eléctrica, a excepción de algunas transectas (4, 16, 17), los montes alcanzaron valores mayores a $5 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ por debajo del metro de profundidad. Los sitios con riego nunca superaron esos valores, mientras que las pasturas y las áreas en secano presentaron valores superiores o cercanos a $5 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Los análisis estadísticos para esta variable arrojaron las mismas diferencias que los análisis sobre los $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ que, a su vez, se encontraban en el orden de las diferencias para los $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ analizados. Los montes de las transectas monte-pastura resultaron ser tan solo un 1% más salinos que las pasturas contiguas, no resultando las diferencias significativas observadas asociadas a la distancia respecto de los bordes o centro del monte. En contraste, los montes de las transectas monte-riego resultaron ser un 78 % más salinos que los lotes regados y las distancias 0 y 50 m se diferenciaron significativamente del resto de las distancias, es decir que la concentración de sales en los bordes de los montes son similares a las concentraciones encontradas bajo los lotes de riego (Cuadro 2.4, Figura 2.7).

En las transectas monte secano también se observaron diferencias significativas entre el borde y el resto del monte, con una diferencia menor de concentración de sales de las que se observó en los sitios de riego ($\sim 9\%$ menos en el borde respecto al resto del monte), lo que denota un grado menor de interacción entre monte y desmonte (Cuadro 2.4, Figura 2.7). Los picos de conductividad eléctrica en los montes fueron entre 0,5 y 3 m menos profundos que los lotes bajo secano (Figura 2.6 b). Las medidas resumen de conductividad eléctrica se detallan en el Anexo 1).

Cuadro 2.4: Análisis de las diferencias de $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ y $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ de perfiles de suelo de 4 m de profundidad entre distancias desde el centro del monte (0 m) hasta el lote agrícola (300 m) para transectas de lotes pareados entre monte y pastura, monte y riego, monte y secano. Las medidas informadas (unidades originales y transformadas) son valores medios por distancia y uso. Las variables fueron transformadas por su Log natural para poder validar los supuestos del modelo lineal mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detalla el modelo en el Anexo 1). Se reportan las medias de las variables transformadas por su logaritmo y las medias en las unidades originales.

LogN_ $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ CI		Modelo 1			Modelo 2			Modelo 3		
		transectas monte pastura			transectas monte riego			transectas monte secano		
uso	distancia	$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	LogN $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	E.E. (modelo)	$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	LogN $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	E.E. (modelo)	$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	LogN $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$	E.E. (modelo)
monte	0	8.988,6	8,02	0,76 AB	9.349,9	7,92	0,35 A	7.326,4	8,09	0,21 A
	50	2.954,5	8,70	0,84 A	6.380,9	7,61	0,35 A	8.091,0	8,08	0,22 A
	100	7.084,8	7,68	0,76 B	6.209,8	5,19	0,35 B	6.299,5	7,58	0,21 B
desmonte	200	8.381,6	8,07	0,76 AB	369,1	5,2	0,27 B	2.580,4	5,12	0,24 C
	250	378,8	5,74	1,04 C	329,9	5,21	0,28 B	965,8	4,75	0,25 D
	300	7.402,7	7,72	0,76 B	291,3	5,25	0,27 B	1.222,8	5,21	0,24 C

LogN_ $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ cI		Modelo 4			Modelo 5			Modelo 6		
		transectas monte pastura			transectas monte riego			transectas monte secano		
uso	distancia	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	LogN $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	E.E. (modelo)	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	LogN $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	E.E. (modelo)	$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	LogN $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$	E.E. (modelo)
monte	0	330,4	4,7	0,46 C	514,0	4,82	0,38 A	1.290,5	6,2	0,2 A
	50	514,7	5,64	0,58 AB	368,5	4,7	0,39 A	1.427,1	6,37	0,21 A
	100	379,9	4,62	0,46 C	467,0	2,43	0,38 CD	1.126,1	5,75	0,2 B
desmonte	200	545,4	5,33	0,44 B	32,2	2,42	0,3 D	612,4	3,7	0,23 C
	250	107,9	3,17	0,97 C	27,9	2,79	0,3 C	239,9	3,28	0,24 D
	300	451,4	5,8	0,44 A	29,0	3,36	0,3 B	267,5	3,8	0,23 C

LSD Fisher (Alfa = 0,05), sin procedimiento de corrección de valores -p

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p > 0,05$)

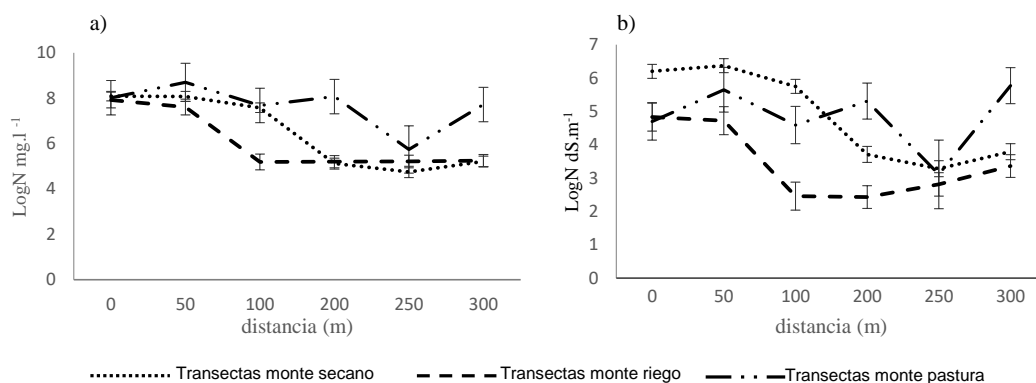


Figura 2.7: Promedio de los valores de a) concentración de cloruros ($\text{LogN}\cdot\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}\cdot\text{Cl}^{-}$) y b) concentración de sales totales ($\text{LogN}\cdot\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$) para perfiles de suelo de 4 m de profundidad en transectas de lotes pareados. Los perfiles de suelo fueron muestreados a distancias (m) regulares en cada una de las transectas donde las distancias 0,50 y 100 m se encuentran dentro del lote con monte y 200, 250 y 300 m se encuentran dentro de los lotes desmontados. Para obtener las medias y los SD (barras negras) se aplicó un modelo lineal general mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detallan las medidas de ajuste de los modelos en el Anexo 1).

Cuadro 2.5: Análisis de las diferencias de conductividad eléctrica ($\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$) de perfiles de suelo de 4 m de profundidad entre distancias desde el monte (0 m) hasta el lote agrícola (300 m) para transectas de lotes pareados entre monte y pastura, monte y riego, monte y secano. Las variables fueron transformadas por su Log natural para poder validar los supuestos del modelo lineal mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso (se detalla el modelo en el Anexo 1).

Conductividad eléctrica		Modelo 1			Modelo 2			Modelo 3		
		transectas monte pastura			transectas monte riego			transectas monte secano		
uso	distancia	dS m^{-1}	LogN dS m^{-1}	E.E. (modelo)	dS m^{-1}	LogN dS m^{-1}	E.E. (modelo)	dS m^{-1}	LogN dS m^{-1}	E.E. (modelo)
monte	0	1,59	4,7	0,56 C	2,25	4,83	0,42 A	2,30	6,2	0,21 A
	50	1,69	5,65	0,67 AB	2,02	4,72	0,42 A	1,99	6,37	0,21 A
	100	1,70	4,59	0,56 C	1,72	2,46	0,42 CD	2,03	5,75	0,21 B
desmonte	200	2,66	5,31	0,54 B	0,36	2,43	0,34 D	1,97	3,71	0,24 C
	250	0,70	3,11	1,03 C	0,45	2,81	0,35 C	1,38	3,28	0,24 D
	300	1,55	5,77	0,54 A	0,47	3,36	0,34 B	1,81	3,79	0,24 C

LSD Fisher (Alfa = 0,05), sin procedimiento de corrección de valores -p

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p > 0,05$)

Para las transectas de monte-secano, el componente 1 (CP1) del PCA realizado con las medidas de concentración de cloruros ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) a distintas profundidades explicó el 65,7% de la variabilidad y el componente 2 (CP 2), el 20,5% (Figura 2.8 a, Cuadro 2.6). Se destaca que las distancias de 200 a 300 m desde el centro del monte se ordenaron hacia la izquierda y apenas por debajo del 0 del CP 2, con una dispersión mínima en ambas dimensiones, lo que indica que los perfiles bajo sistema de secano, independientemente de la edad o de la distancia, se encuentran con niveles similares de $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Las distancias 0 a 150 m de los montes se ubicaron hacia la derecha del componente principal 1 y se distribuyeron a lo largo del CP 2 con mayor dispersión. Esta dispersión de datos a lo largo del eje 2 refleja la heterogeneidad de concentración de cloruros en los perfiles de monte.

En las transectas monte-riego, los lotes bajo riego (distancias de 200, 250 y 300 m) no presentaron dispersión en ninguno de los dos componentes principales, lo que indica que los valores de concentración del ion en función de las distancias al monte y en función de la profundidad fueron similares (baja concentración) (Figura 2.8, b). En cambio, los pozos bajo monte (distancias de 0, 100 y 150 m) mostraron mayor dispersión sobre los ejes 1 y 2, lo que indica que la concentración de cloruros fue más variable bajo este uso. Los autovalores correspondientes al componente principal 1 (76,1 % de la variabilidad) son similares y positivos para todas las profundidades, es decir que el 76% de la variabilidad se explica por la diferencia entre las distancias. Los autovalores correspondientes al componente principal 2 (13,9 % de la variabilidad) mostraron valores negativos (Cuadro 2.6) hasta los 200 m de profundidad, resaltando de esta manera los picos de cloruros bajo esta profundidad.

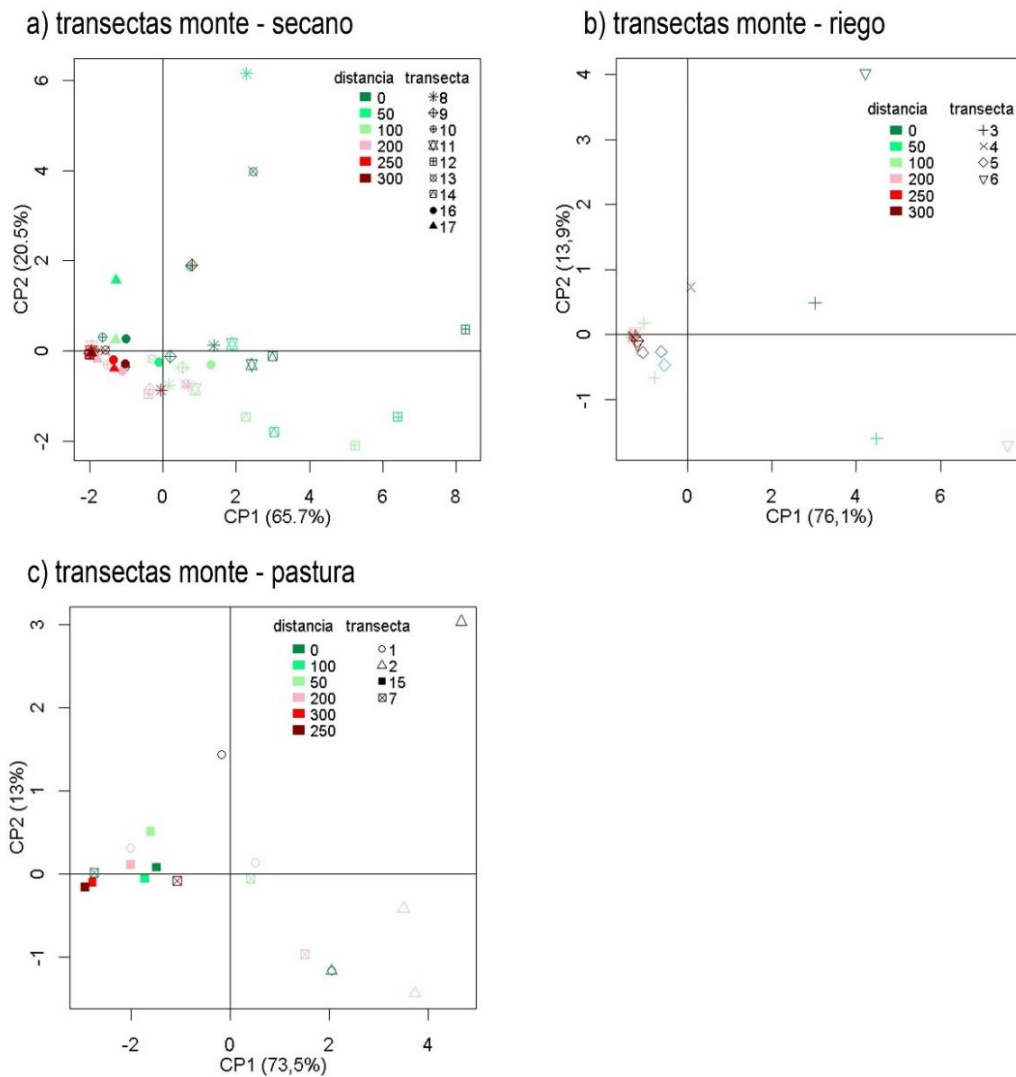


Figura 2.8: Análisis de Componentes Principales (PCA) sobre los $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ del ion Cl^- en perfiles de suelo de 4 m de profundidad a lo largo de transectas de 300m. Gráfico a) transectas de monte y cultivos de seco. Gráfico b) transectas de monte y riego. Gráficos c) transectas de monte y pasturas. En todos los casos los puntos se encuentran coloreados en función de la distancia del pozo respecto al centro del monte (distancia 0 m) y las transectas se identifican con un símbolo particular. Los porcentajes en cada eje, indican el porcentaje de variabilidad explicado por el mismo. El valor de los autovectores se detalla en el cuadro 2.3.

Respecto a la influencia de cada transecta en la dispersión de los datos, a diferencia de lo que ocurrió con los perfiles de humedad, las transectas no muestran ser un factor determinante en la variabilidad observada de los datos, siendo más robustas las diferencias asociadas a la distancia al centro del monte.

En las transectas monte-pastura el PCA (Figura 2.8, c), separó la transecta monte-pastura 2 del resto. Los resultados de concentración de cloruros para dicha transecta mostraron valores similares tanto para el lote pastoreado como para el monte (también pastoreado) (Figura 2.6 a). El componente principal 1 explicó el 73,5 % de la variabilidad, pero no revela ninguna relación entre el ordenamiento y las distancias a lo largo de la transecta.

Cuadro 2.6. Autovectores de los dos componentes principales de la variabilidad en los $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ de Cl^- en perfiles de suelo según la profundidad de la muestra (50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400 cm desde la superficie).

Profundidad (cm)	monte seco		monte riego		monte pastura	
	eje 1	eje 2	eje 1	eje 2	eje 1	eje 2
50	0,14	0,63	0,27	-0,37	0,3	0,51
100	0,19	0,65	0,33	-0,41	0,35	-0,06
150	0,35	0,2	0,35	-0,25	0,33	-0,54
200	0,41	-0,03	0,38	-0,26	0,32	-0,53
250	0,42	-0,11	0,39	0,21	0,39	-0,01
300	0,4	-0,17	0,39	0,15	0,38	-0,17
350	0,4	-0,2	0,37	0,28	0,34	-0,3
400	0,36	-0,2	0,28	0,62	0,37	-0,13
% variabilidad	65,7	20,5	76,1	13	73,5	13

1.2.3 Estimaciones de recarga

El método del desplazamiento del frente de cloruros (DFC) mostró diferencias entre las recargas de los lotes desmontados y de los montes en dos órdenes de magnitud de diferencia: la mayor recarga para los lotes de riego $40,6 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1} \pm 12, 7$; $16,27 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1} \pm 5,34$ para seco y $31,65 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ para pastura. Los perfiles de borde de los montes, en todos los casos, mostraron recargas un orden de magnitud mayor que la de los perfiles interiores en el lote (Cuadro 2.7).

En las pasturas, si bien la concentración de humedad resultó mayor que la de sus montes apareados, los perfiles de Cl^- y conductividad eléctrica muestran picos marcados antes de los 4 m de profundidad, en algunos casos inclusive antes de los picos encontrados en los montes contiguos (Figura 2.6 a y b). En estas transectas se registraron valores de recarga (Cuadro 2.7) mayores a 0 (situación de referencia), sin embargo la variabilidad observada entre los distintos perfiles, asociado al bajo número de transectas monte pastura (*D.E.* ente 0 y $18,21 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$, Cuadro 2.7; *E.E.* 0 a 13, $31 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$, Cuadro 2.7) no permite detectar diferencias significativas entre las distancias analizadas.

Los lotes desmontados de riego y seco presentaron claros síntomas de recarga secundaria: los contenidos hídricos son mayores, y la concentración de cloruros y de conductividad eléctrica es menor en todos los casos desmontados vs. los montes de referencia. Los lotes bajo riego mostraron los perfiles más lavados con menores concentraciones de cloruros y sales (Cuadro 2.4), y elevado contenido de humedad hacia los 4 m de profundidad (Figura 2.4); en consecuencia, los valores de recarga estimados arrojan los valores más altos para este uso (Cuadro 2.7) con recargas de hasta un 100 % mayores a las de los lotes de seco (Figura 2.9). En estas transectas el borde del monte (distancia de 100 m) tuvo una recarga significativamente mayor que el resto de los perfiles dentro del monte (distancias de 0 y 50 m) (Cuadro 2.7), reforzando la idea de interacción entre usos a través de los bordes de contacto.

Cuadro 2.7. Estimaciones de recarga de humedad de la zona vadosa ($\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$) a partir del método del desplazamiento del frente de cloruros. Las distancias en m corresponden a la ubicación de los perfiles de 4 m muestreados en cada transecta de lotes pareados, monte-desmonte. En las últimas dos columnas se detallan los resultados del modelo estadístico aplicado para determinar si existen diferencias significativas entre distancias (el modelo se detalla el modelo en el Anexo 1).

Transecta	uso del lote	distancia (mts)	n	$\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$				Modelo 1	
				Media	D,E,	Mín	Máy	E,E,	Dif
Monte lindero a pastura	Monte	0	3	0	0	0	0	0,09	A
	Monte	50	1	0	0	0	0	0,16	A
	Monte	100	3	0,13	0,23	0	0,39	0,09	A
	Pastura	200	3	5,52	4,79	0	8,56	7,69	A
	Pastura	250	1	31,65	0	31,65	31,65	13,31	A
	Pastura	300	3	28,42	18,21	9,18	45,39	7,69	A
Modelo 2									
Monte lindero a riego	Monte	0	4	0	0	0	0	0,68	D
	Monte	50	3	0,08	0,14	0	0,24	0,75	D
	Monte	100	4	2,83	2,1	0	4,9	0,68	C
	Riego	200	4	32,18	9,54	23,52	45,53	4,3	AB
	Riego	250	3	40,6	12,74	26,66	51,64	4,75	A
	Riego	300	4	23,93	4,02	20,49	29,42	4,3	B
Modelo 3									
Monte lindero a secano	Monte	0	9	0,28	0,83	0	2,49	0,33	BC
	Monte	50	7	0,26	0,45	0	1,04	0,37	C
	Monte	100	9	1,11	1,26	0	4,06	0,33	B
	Secano	200	9	13,45	7,33	4,7	25,99	2,04	A
	Secano	250	8	16,27	5,34	8,71	25,25	2,14	A
	Secano	300	9	17,45	6,2	8,55	24,9	2,04	A

LSD Fisher (Alfa = 0,05), sin procedimiento de corrección de valores -p

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p > 0,05$)

En las transectas monte secano, el borde del monte se diferenciò significativamente de la distancia de 0 m, pero no de los 50 m (Cuadro 2.7, Figura 2.9). En este caso, las recargas de los bordes del monte no se diferenciaron significativamente de las recargas del resto del monte; sin embargo, existen indicios de lixiviación de sales por el corrimiento de los frentes de cloruros y de conductividad eléctrica observados en los perfiles de concentración de cloruros reportados anteriormente (Cuadro 2.4, Figura 2.7).

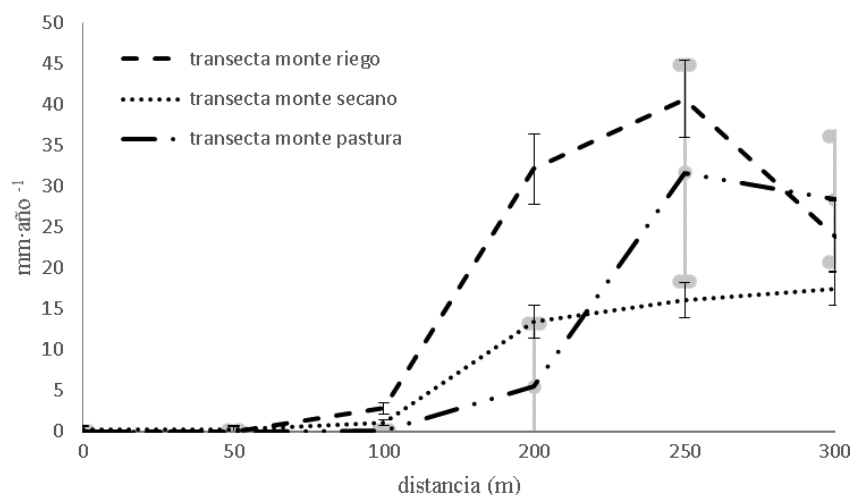


Figura 2.9: Promedio de los valores de recarga de humedad del perfil ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$) para perfiles de suelo de 4 m de profundidad en transectas de lotes pareados. Los perfiles de suelo fueron muestreados a distancias (m) regulares en cada una de las transectas donde las distancias 0,50 y 100 m se encuentran dentro del lote con monte y 200, 250 y 300 m se encuentran dentro de los lotes desmontados. Para obtener las medias y los SD (barras negras en transectas monte-riego y monte-secano y grises en transectas monte – pastura)) se aplicó un modelo lineal general mixto que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso, las diferencias estadísticas se detallan en el cuadro 2.8 (las medidas de ajuste de los modelos en el Anexo 1).

En líneas generales, los valores de recarga resultan congruentes con los valores obtenidos para sistemas similares de bosques desmontados en planicies semiáridas en Australia y Estados Unidos (Cook *et al.*, 1989; Allison *et al.*, 1990; Edmunds y Gaye 1994; Phillips, 1994; Walvoord *et al.*, 2003; Scanlon *et al.*, 2006). Las medidas de ajuste para los modelos que analizan las diferencias de recarga para distancias al centro del monte se detallan en el Anexo 1, Cuadro A1.9.

1.2.4 Perfiles de humedad, cloruros y recarga en función de la edad del desmonte.

El contenido hídrico de los perfiles aumentó con la edad del desmonte tanto en los lotes con riego como en los lotes con prácticas de secano (mm de agua en transectas monte-riego = $19,63 \text{ edad del desmonte} + 448,7$; $r = -0,61$; $p = 0,023$; mm de agua en transectas monte-secano = $12,09 \text{ edad del desmonte} + 677,5$; $r = -0,70$; $p < 0,0001$) (Figura 2.10).

La concentración del ion cloruro disminuyó significativamente con la edad del desmonte en el caso de los lotes bajo prácticas de secano ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1} \text{Cl}^-$ en transectas monte-secano = $-1,604 \text{ edad del desmonte} - 58,920,5$; $r = -0,37$; $p = 0,0072$) (Figura 2.10). Pero no se observan relaciones significativas entre la edad transcurrida desde el desmonte utilizado y la concentración de cloruros para los lotes con pasturas y aquellos con prácticas de riego.

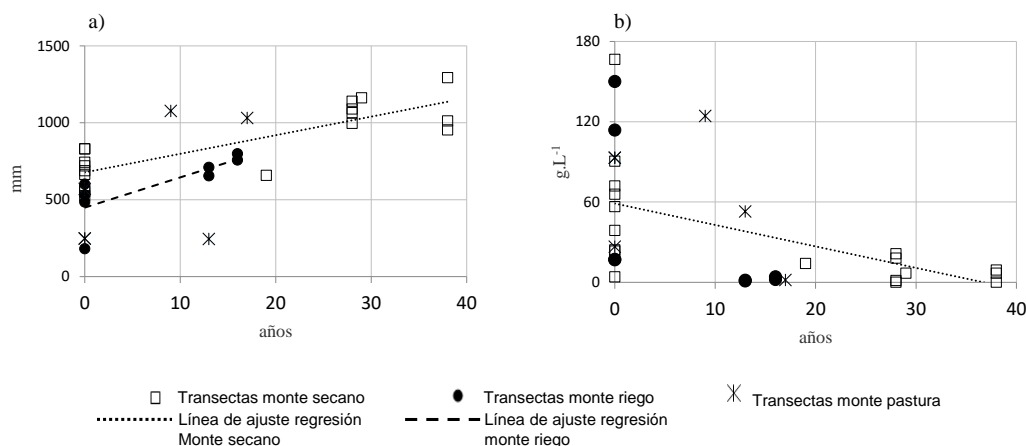


Figura 2.10: a) lámina de agua acumulada (mm) en 4 m de profundidad para distintas edades de desmontes. Se dibujaron las líneas de ajuste de las regresiones con valores p menores a 0,05 ($r=0,7$; $p<0,0001$ transectas monte seco y $r=0,61$; $p=0,023$ transectas monte riego). b) $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ acumulados del ion cloruro para distintas edades desde el desmonte ($r=0,37$; $p<0,0072$ transectas monte seco).

2.4 Discusión

La hipótesis general de este trabajo plantea que existe una interacción ecohidrológica entre cultivos o pasturas y los montes remanentes a través de los bordes de contacto que modifican la magnitud de la recarga de acuíferos. La primera predicción asociada establece que en los lotes desmontados la recarga es mayor en el centro del parche que en el borde lindero a un bosque remanente. De comprobarse, indicaría que existe un mecanismo por el cual el monte absorbe el agua excedente de los lotes desmontados, sugiriendo interacción entre usos a través de los bordes de contacto. Los resultados revelan que las recargas de los bordes de los lotes desmontados no se diferencian de la recarga del centro del lote, en cambio sí se diferencian las recargas de los bordes del monte respecto al centro del mismo y estas diferencias se modifican en función de la cobertura lindera. Los bordes del monte muestran recargas mayores o, en algunos casos, indicios de movimiento de sales en profundidad, evidenciando un movimiento de agua del lote desmontado al monte. Esto indicaría que existe interacción entre monte y seco y monte y riego, como establece la hipótesis general, pero no en el sentido planteado.

Transectas monte riego

La humedad de los perfiles de suelo (humedad relativa y mm de agua) en situaciones de borde y centro de parches difiere para las distintas coberturas. En el caso de las transectas monte-riego, en el borde del monte, se evidenciaron perfiles con lixiviación de cloruros y valores de recarga bajos pero que se diferenciaban significativamente del resto del monte. Se asemejaban más a los perfiles bajo riego que a los del centro del monte. En concordancia con ello, el análisis de los componentes principales (Figura 2.5 c y d) sugiere que las distancias cerca de los bordes (100, 200 y 250 m) presentan contenidos de humedad similares entre sí y se diferencian del resto de las distancias en los extremos (0,50 y 300 m); es decir, en las zonas de contacto, los perfiles se asemejan en su contenido hídrico independientemente de la cobertura. De estos resultados se puede inferir que la humedad excedente de los lotes de desmonte avanza hacia el monte sin que esta humedad sea descargada por transpiración hacia la atmósfera.

En algunos casos de las transectas monte-riego se observa que la humedad relativa de los montes linderos hacia los 4 m de profundidad tiende a igualarse con los valores de humedad observados en los sitios bajo riego, para todas las distancias analizadas. Esta tendencia a igualar el contenido de humedad entre perfiles no se observa en el resto de las transectas. Esto podría ser el resultado de un movimiento lateral de agua desde la zona saturada de los lotes de riego hacia los montes, con posterior ascenso por el perfil. Es decir que existe una interacción entre usos que se da en el sentido de los lotes regados hacia el monte. El frente de humedad en las situaciones bajo riego podría movilizarse tanto por la zona saturada como por la zona vadosa.

La interacción descrita por los resultados de las transectas monte-riego implicaría que la vegetación del monte no es capaz de descargar, a partir de la transpiración, el total de humedad que recibe del lote contiguo. Si la transpiración de los montes alcanza niveles de saturación (máximos de transpiración) y el agua que ingresa al perfil es mayor que la que es capaz de transpirar el monte, se producirá la lixiviación de sales y aumentos en los niveles de recarga bajo todos los usos. El alcance de esta interacción dependerá no solo del gradiente hídrico de un uso hacia otro, sino también de la conductividad hidráulica de los perfiles. Menor conductividad implicaría movimientos laterales cortos y consecuente drenaje profundo. Valores mayores de conductividad permitirían que el flujo de agua llegara más adentro en el monte, con la consecuente redistribución hídrica horizontal a lo largo de él. Otra posibilidad es que los niveles osmóticos del agua proveniente de los sitios con riego sean muy elevados y, por lo tanto, impidan que la vegetación utilice dicha agua (Marchesini *et al.*, 2015).

Cabe destacar que los valores de recarga fueron subestimados por falta de presencia del pico de cloruros dentro de los 4 m analizados (Figura 2.6 a). Si se hubiese determinado una mayor profundidad de excavación para encontrar picos de sales y humedad, probablemente los picos de cloruros se hubiesen encontrado por debajo de los 4 m. Esta distancia entre los frentes de concentración del ion entre monte y riego determinaría valores de recarga más elevados por el método de desplazamiento del frente de marcador (que determina el movimiento de agua en función de las distancias entre frentes de concentración de cloruros, contenido de humedad y años desde el desmonte). Es decir que los valores de recarga fueron subestimados y, por lo tanto, las inferencias resultan robustas en cuanto al movimiento lateral de agua y la consecuente interacción entre usos.

Transectas monte seco

En los sitios con seco no se registraron evidencias significativas de recargas diferentes para los bordes del monte respecto al centro, pero se observó un corrimiento del marcador de cloruros (Figura 2.5) que indicaría que estos no alcanzan los perfiles de recarga 0 de las situaciones bajo el centro del monte (George *et al.*, 1997; Giménez *et al.*, 2016). Al igual que lo que ocurre con las transectas monte riego, los resultados indican que existe una interacción entre usos (monte seco) como establece la hipótesis general, pero no en el sentido predicho. La predicción establecía que el borde del lote desmontado presentaba menores recargas debido a que los montes consumían el excedente de agua del borde lindero. En cambio, lo que se observa en los resultados es que la interacción ocurre debido a que el excedente de agua de los lotes de seco aumenta la recarga en los bordes de los montes y que estos no descargan por evapotranspiración dicho excedente.

Una explicación podría ser que la recarga de los bordes de montes linderos a lotes de secano varía en función de las precipitaciones y, en especial, del tipo de rotación del manejo del lote desmontado. Es decir que el aporte de humedad del lote desmontado al monte no es constante, como parece ocurrir en las transectas monte riego, sino que se produce por eventos especiales que aumentan la recarga del lote de secano. Por ejemplo, la ocurrencia de años de barbecho, donde la recarga del lote de secano es mayor a la del promedio, generaría un flujo lateral de agua hacia el monte que no ocurriría en años sin barbecho. Marchesini *et al.* (2011), Magliano *et al.* (2015) y Giménez *et al.* (2017) registraron que existe una relación entre los niveles freáticos, la humedad del suelo y los valores de precipitación anual.

Otro aspecto a tener en cuenta, al igual que en los lotes con riego, en los pozos de secano, en la mayoría de los casos, no se alcanzaron los picos de cloruro antes de los 4 m de profundidad; por lo tanto, las tasas de recarga anual se encuentran subestimadas. Esto puede implicar que, a profundidades mayores a los 4 m, existe un movimiento lateral de agua subterránea que no pudo ser registrado con las mediciones realizadas.

Transectas monte pastura

Respecto a las pasturas, no es posible establecer la existencia de una interacción o de un movimiento lateral del agua de recarga entre estas y los montes remanentes. En las transectas monte pastura no se registraron diferencias significativas en los valores de humedad, cloruros y recarga que indicaran algún patrón relacionado con la distancia a los bordes. Los resultados obtenidos mostraron gran variabilidad, probablemente asociado a la heterogeneidad de los lotes muestreados. Cada lote de pastura presentaba una historia de uso muy diferente al resto. Por ejemplo, en las transectas monte-pastura 1 y 15 se encontraron rastros de cultivos de maíz y sorgo (Cuadro 2.1) y fueron, justamente los sitios que mayor lixiviación de solutos presentaron en sus perfiles de desmonte. La pastura más antigua (transecta monte-pastura 7, 38 años) se encontraba lindera a un monte con incendio reciente (Cuadro 2.1) y, por lo tanto el monte no resultaba como referencia de monte poco intervenido para el análisis. La historia de uso de cada uno de estos sitios es determinante para interpretar los perfiles de solutos y humedad. Sin embargo, es importante tomar, a modo de referencia, el movimiento del frente de sales descrito para las pasturas como indicio de una modificación hidrológica a partir del cambio de vegetación.

La segunda predicción asociada a este capítulo establecía que los perfiles de humedad y el movimiento de sales sería mayor en los lotes con desmontes más antiguos. La evolución en el tiempo de los valores de humedad y concentración de cloruros para los sitios bajo secano son concluyentes e indican un aumento de hasta 12 mm de agua anuales y una disminución de $1,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ de cloruros por año (Figura 2.8). En el caso de los lotes bajo riego el aumento del contenido de humedad puede alcanzar hasta 20 mm anuales. El contenido de cloruros no presenta una relación significativa en los lotes bajo riego probablemente relacionada con que los perfiles presentan muy baja concentración de sales asociado a lavado progresivo de las mismas (Figura 2.6).

Amdan *et al.* (2013) desarrollaron un modelo, en el cual se consideraban los valores de recarga en función del tiempo, la profundidad inicial de las napas y el punto de saturación de cada suelo dependiendo de la textura de los perfiles. Con napas sugeridas en profundidades entre 12 y 20 m iniciales y asumiendo que no existe movimiento

lateral de agua, concluyeron que las napas llegarían a la superficie entre 40 y 120 años en caso de lotes bajo secano dependiendo de la textura de los perfiles. Las regresiones obtenidas en este trabajo se encuentran el orden de los valores obtenidos por Amdan *et al.* (2013). Si se consideran los mismos supuestos que en esta tesis, con los tiempos de recarga estimados en este trabajo para los sitios bajo riego, bajo esta cobertura, las napas llegarían a la superficie entre 10 y 30 años desde iniciado el desmonte. La transecta monte-riego 4 con ~13 años de uso bajo riego presentó su napa a los 4 m de profundidad.

Poder estimar la velocidad del ascenso de sales en sitios desmontados a partir del uso del lote agrícola resulta una herramienta interesante especialmente para brindar información a los actores vinculados a la producción en estas áreas sobre los procesos de salinización secundaria. La dificultad para comunicar este problema reside, principalmente, en que el proceso no se evidencia hasta tanto se encuentre en un estado muy avanzado (Cramer y Hobbs, 2005). Inclusive se han registrado situaciones intermedias que favorecen la agricultura: la recarga de la zona vadosa diluye, en principio, el contenido de sales y aumenta el almacenamiento de agua en el suelo, situación que propicia las prácticas agrícolas (Giménez *et al.*, 2017). Si estas son conservadoras del agua del suelo, la situación alcanzaría el umbral cuando la napa freática ya se encuentre a una distancia crítica de las raíces de los cultivos (Nosetto *et al.*, 2008). Las funciones de recarga en el tiempo (Figura 2.8) podrían resultar de gran utilidad para reforzar los llamados de alerta ya que introducen la variable temporal y pueden ser usadas como modelos predictivos.

Capítulo 3

Dinámica de la evapotranspiración en bosques y lotes desmontados en el Chaco Semiárido

CAPÍTULO 3: Dinámica de la evapotranspiración en bosques y lotes desmontados en el Chaco Semiárido

3.1 Introducción

Los procesos de salinización secundaria pueden anticiparse a escala de lote mediante mediciones del contenido hídrico y de la concentración de sales (Scanlon et al., 2005, Santoni et al., 2010). Sin embargo, los efectos de este proceso a escalas de paisaje solo pueden observarse cuando los efectos son irreversibles. Ejemplo de ello es la detección de un tramado hidrográfico nuevo en las serranías de San Luis, un proceso de décadas que no pudo ser detectado hasta la aparición, de un día para otro, del Río Nuevo (Contreras et al., 2013).

El balance hídrico provee un marco conceptual para el estudio del comportamiento hidrológico a escala de lote y de paisaje (Zhang *et al.*, 2001), ya que existen herramientas para su cuantificación, como la teledetección, que permiten abordar el balance en más de una escala de estudio. EL balance hidrológico se resume en la siguiente ecuación:

$$P = ET + E + R + \Delta S$$

donde P es la precipitación; ET, la evapotranspiración; E, la escorrentía superficial; R, la recarga hacia los acuíferos, y ΔS son los cambios en el almacenamiento de agua del suelo. El proceso de recarga (R) se produce cuando el resto de los componentes del balance no llegan a igualar la precipitación ingresada.

En el caso particular del Chaco Semiárido, la escorrentía ocurre a distintos niveles dentro del lote, pero no es considerada significativa a escalas regionales (Magliano *et al.*, 2015); por lo tanto, el balance se reduce a:

$$P = ET + R + \Delta S$$

Asimismo, los cambios en el almacenamiento del agua del suelo y la recarga son despreciables bajo monte (ver cap. 2). En estas situaciones de semiaridez, el balance se reduce a:

$$P = ET$$

en donde la ET alcanza el 100 % de la precipitación. (Zhang *et al.*, 2011; Jobbágy *et al.*, 2008; Miralles *et al.*, 2011). El cambio de la vegetación xerofítica propia de estos sistemas por cultivos anuales o pasturas modifica este balance, ya que los cultivos o pasturas no alcanzan a transpirar la totalidad de la precipitación. En primera instancia, se producen cambios en el almacenaje del agua del suelo y, si este diferencial no es descargado a la atmósfera a través de la ET, terminará por traducirse en un aumento de la recarga (Jackson *et al.*, 1996; Wilcox *et al.*, 2003; Jobbágy *et al.*, 2008; Giménez *et al.*, 2017).

Tanto los cultivos como las pasturas tienen capacidades transpirativas diferentes a las de las especies xerofíticas del monte del Chaco Semiárido. Por un lado, la mayor distribución y profundidad de las raíces de los árboles de estas últimas les permite mantener las tasas de ET aun cuando disminuye la disponibilidad de agua en los primeros metros del suelo (Canadell *et al.*, 1996; Schenk y Jackson 2002; Sapanov 2000). Por otro lado, el carácter perenne les permite a las plantas absorber la mayor cantidad de pulsos de agua que se observan en estos climas (Noy Meir, 1973; Calder, 1998).

La transpiración es el principal componente de la ET en los sistemas terrestres y está estrechamente ligada a la tasa de asimilación de carbono y, por lo tanto, a la productividad primaria (Monteith, 1988). El 85 o el 90 % del flujo correspondiente a la ET es generado por la vegetación natural y la agricultura a secano (Jung *et al.*, 2010; Mu *et al.*, 2011; Miralles *et al.*, 2011). La diferencia de presión de vapor entre los estomas y el aire es el gradiente básico que conduce la transpiración de las plantas; la temperatura, el viento y la radiación influyen sobre la presión de vapor (Campbell y Norman, 2012). En condiciones de aridez, el agua disponible en el suelo para las plantas y la resistencia del canopeo a través de la conductividad estomática ejercen el principal control de la ET (Zhang *et al.*, 2011; Chapin *et al.*, 2011). En climas húmedos, donde el agua disponible es siempre alta, la ET es controlada por la advección, la radiación neta, el área foliar y el transporte turbulento.

Pocos estudios evalúan el proceso de evapotranspiración relacionado con la estructura del paisaje, en este caso, con los bordes y el resto del parche. Los métodos tradicionales de estimación de la ET se ven limitados a una escala espacial muy local, lo que reduce en gran medida sus posibilidades de extrapolar los resultados a estudios regionales. La teledetección resulta una fuente de información robusta que puede emplearse para obtener estimaciones de la ET a distintas escalas, tanto espaciales como temporales y con una cobertura completa del territorio (Wilson *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2001; Gomez y Oliso, 2005).

En lo que se refiere a la fragmentación de los bosques y los cambios biofísicos en el funcionamiento del sistema, Briant *et al.* (2010) estudiaron el grado de desecamiento de los bordes de bosques en el Matto Grosso; Chapin *et al.* (2015) estudiaron las diferencias entre los bordes y el resto del parche en la captación de carbono para distintos sistemas de bosques; Herbst *et al.* (2007) y Ringgaard *et al.* (2012) estudiaron las diferencias evapotranspirativas a escala individuo, a distancias del borde del parche en bosques de Dinamarca. En todos los casos, si bien se formulan preguntas relacionadas con la configuración del paisaje, no se trabaja con información que describa las variables estudiadas a la escala de paisaje.

En este capítulo se analizará la ET de lotes pareados entre monte y otros usos del Chaco Semiárido, prestando especial atención a las diferencias de ET entre bordes y centros de lotes. Para ello se analizará la ET a partir de 18 imágenes provenientes del satélite Landsat 8 (sensores OLI – TIRS), distribuidas entre los años 2013 y 2014.

En este capítulo se compara la evapotranspiración entre monte y lotes desmontados y entre situaciones de borde y centro de los parches de monte en función del uso de los lotes desmontados. A su vez se comparan las tendencias en el tiempo de la ET para distintos usos del suelo. La predicción que guía estas observaciones es que la ET será mayor en los montes que en los lotes desmontados. A su vez, dentro de los montes la ET será mayor en los bordes que en su parte central. Este aumento en la ET del borde del monte será mayor en los casos en que el monte linde con un cultivo y no con una pastura. A su vez el aumento de la ET del borde del monte será mayor frente a un lote regado que en los dos casos anteriores.

3.2 Materiales y métodos

3.2.1 Modelo para la determinación de la evapotranspiración a partir de imágenes satelitales

La ET o calor latente (LH, siglas en inglés para latent heat) es la suma de la evaporación directa del suelo más la transpiración de las plantas. Es el proceso por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso y vuelve a la atmósfera en forma de vapor y, de esta manera, libera energía. Este proceso establece un vínculo entre el ciclo hidrológico y el ciclo energético de la Tierra (Kelliher et al., 1993; Chapin et al., 2011). El balance energético se resume de la siguiente manera:

$$R_n - G = LH + H$$

donde R_n es la radiación neta; G , el flujo de calor del suelo (sigla en inglés para ground); H , el calor sensible (sigla en inglés para heat), y LH o ET es el calor latente o evapotranspiración. De esta manera, se puede inferir la ET a partir del balance energético. Esta conexión entre los balances a través de la ET permite estimar este proceso mediante herramientas de teledetección a distintas escalas, tanto espaciales como temporales (Prince et al., 1998; Gómez y Oliso, 2005).

En este capítulo la ET diaria se estimó a partir del modelo simplificado del balance energético propuesto por Jackson (1985) y ajustado por Caselles et al., 1998; Sanchez y Caselles, 2004; Noretto et al., 2005):

$$ET = R_n - B (T_s - T_a)^n - G$$

donde ET es la evapotranspiración diaria en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$, R_n es la radiación neta ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$); T_s es la temperatura superficial ($^{\circ}\text{K}$); T_a es la temperatura media del aire ($^{\circ}\text{K}$); G es el flujo de energía de la superficie del suelo ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$), B es parámetro semi empírico que varía con la vegetación, depende del IVN escalado en función del máximo y mínimo medidos en la imagen satelital y se expresa en $\text{mm} \cdot \text{día} \cdot ^{\circ}\text{K}^{-1}$ (Carlson et al., 1995); n es un término de corrección a la estabilidad no neutral se obtiene como $1067 - 0,372 \cdot \text{IVN}$ (Seguin y Itier, 1983) y G es el flujo de energía de la superficie del suelo en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$ (Baastianssen, 2000). El término $B (T_s - T_a)^n$ estima el calor sensible (H) y el calor latente (LH) mediante datos que pueden obtenerse tanto de imágenes satelitales como de estaciones meteorológicas. Este método ha sido utilizado satisfactoriamente para distintas coberturas vegetales con la obtención de datos satelitales del satélite Landsat 7TM (Caselles et al., 1998; Sanchez y Caselles, 2004; Noretto et al., 2005; Milkovik, 2011).

El modelo se ajustó para los datos provenientes de imágenes del satélite Landsat 8 (USGS, 2015). Cada uno de sus términos se describen detalladamente en el Anexo 2 correspondiente a este capítulo. En el mismo Anexo se detallan las fuentes de información utilizadas para obtener los datos meteorológicos necesarios para completar el modelo.

Las imágenes de los satélites Landsat 8 tienen una resolución espacial de $30 \times 30 \text{ m}$ para todas las bandas reflectivas (sensor OLI) y de $100 \times 100 \text{ m}$ para la banda térmica (sensor TIRS). Las imágenes Landsat proveen toda la información en píxeles de $30 \times 30 \text{ m}$ remuestreando los valores de los sensores TIRS y OLI a dicha escala. Si bien la resolución temporal es de 16 días, la presencia de nubes dificulta la obtención de imágenes con esa resolución temporal.

3.2.2 Sitio de estudio, muestreo, selección de imágenes satelitales y píxeles

Dentro de la zona de estudio correspondiente al Chaco Semiárido en las provincias de Salta, Santiago del Estero, Formosa y Chaco (ver Capítulo 1, Figura 1.1), se seleccionaron tres escenas Landsat con un mínimo de 5 fechas que estuvieran libres de nubes (menos de 10 % de cobertura). Las escenas seleccionadas estaban distribuidas en tres zonas con distinta precipitación y correspondían a los Path/Row 230/77, 229/79 y 228/79 (Figura 3.1) en adelante se hará referencia a las escenas con el nombre de “escena Norte”, “escena Centro” y escena Este”, respectivamente. Las fechas disponibles para cada escena correspondían a un período de un año entre 2013 y 2014 (Cuadro 3.1), y los intervalos entre fechas oscilaban entre los 2 y los 4 meses, según la escena.

A partir del inventario de deforestación (Vallejos *et al.*, 2015), se seleccionaron lotes linderos a montes con más de 20 años transcurridos desde el momento del desmonte. Dentro de la selección, se asignaron al azar 100 transectas de 41 píxeles de 30 x 30 m cada uno —cada transecta de una extensión de 1,23 km— que atravesaban lotes pareados de monte y desmonte, con aproximadamente 20 píxeles de la transecta dentro de cada uso. En algunas situaciones, el límite entre ambos usos es inmediato dentro de la transecta; en otras ocasiones, existen caminos de tierra o situaciones de borde relacionadas con el uso de maquinaria agrícola. Estas situaciones pueden ocupar uno, dos y hasta tres píxeles dentro de la transecta. El píxel identificado con el número “0” representa la mitad de la transecta, es decir, el límite entre el monte y el desmonte. A partir del 0, los valores positivos son los píxeles con desmonte dentro de la transecta, y los valores negativos son los píxeles que atraviesan el monte. En la figura 3.2, se muestra un acercamiento del muestreo sobre una imagen Landsat correspondiente a la escena Path 230 row 77, ya procesada con los valores de la ET en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$ para cada píxel.

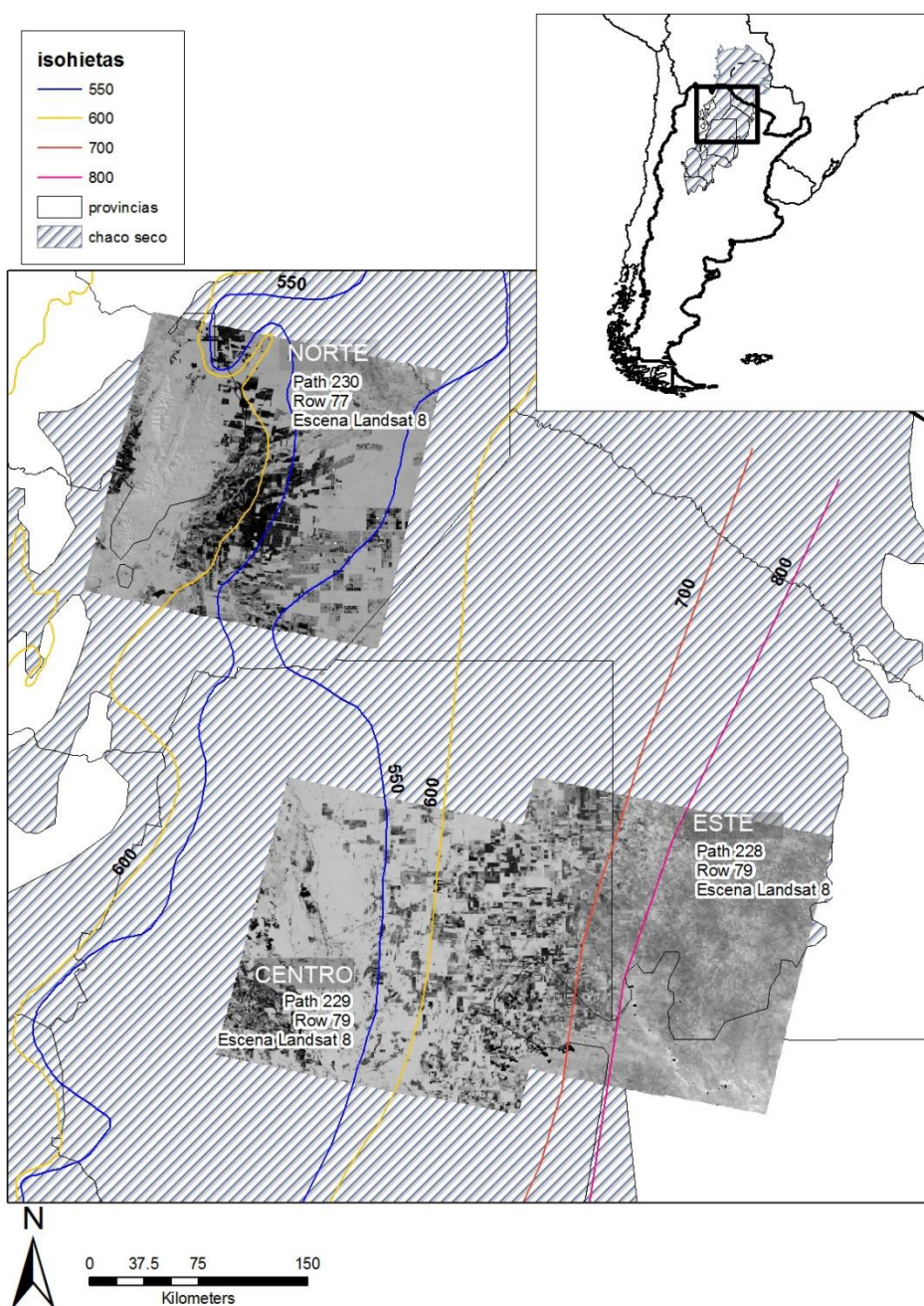


Figura 3.1: Path – row de escenas Landsat seleccionadas dentro de la zona de estudio. El detalle de las fechas de las imágenes satelitales se describe en el cuadro 3.1.

Una vez trazadas las 100 transectas por escena, sobre los registros de los tipos de manejo usados en cada zona, se identificó el tipo de uso (pastura, riego y secano) del lote desmontado a través de la interpretación visual de las imágenes satelitales, superposición con Google Earth y consulta personal con el INTA Cerrillos, Salta y de Santiago del Estero. Las transectas se identifican como TMP o “monte-pastura”, TMR o “monte-riego” y TMS o “monte-secano”.

Cuadro 3.1: Imágenes Landsat seleccionadas por fecha. En las columnas de la derecha se detallan los datos obtenidos por estaciones meteorológicas vinculados a cada una de las imágenes analizadas. El uso de cada uno de estos datos dentro del modelo para obtener los

valores de ET se detalla en el Anexo 2.

Información obtenida de la Imagen Landsat 8								Información obtenida de Estaciones Meteorológicas							
ESCENA Landsat	Estación	Imagen LANDSAT 8	lat	lon	Fecha	hora	% nubes	Estación Meteorologica	Hef (hr)	Hatm (hr)	So (Mj.m ⁻² .d ⁻¹)	VpA (kPa)	T med (°C)	T max (°C)	T min (°C)
Escena NORTE 230/77 (Salta)	invierno	LC82300772013209LGN00	-24,55	-63,84	28/7/2013	14:14	0,01	SMN Rivadavia	9,9	10,94	293,2	1,12	20,2	30,3	11,4
	primavera	LC82300772013321LGN00	-24,55	-63,84	17/11/2013	14:14	0	EEA Apolinario Saravia	12,6	13,35	289,3	1,13	16,3		
	verano	LC82300772014004LGN00	-24,55	-63,85	04/01/2014	14:13	0,64		12,9	13,50	300,7	1,58	27,7	32,1	18,1
	ver / otoño	LC82300772014068LGN00	-24,55	-63,83	09/03/2014	14:13	19,62	EEA Morillo	9,5	12,39	300,7	1,92	27,7	34,2	22,3
	otoño / inv	LC82300772014180LGN00	-24,55	-63,84	29/6/2014	14:12	0,02		10	10,63	296,4	0,87	23,4	25,6	19,3
Escena CENTRO 229/79 (Santiago del Estero)	invierno	LC82300772014228LGN00	-24,55	-63,85	16/8/2014	14:12	0,01		9,6	11,28	294,8	1,62	21,8	35,6	12,8
	invierno	LC82290792013218LGN00	-27,43	-63,01	06/08/2013	14:09	1,67	Santiago AERO	8,3	10,95	288,8	1,06	15,8	27,25	10,5
	primavera	LC82290792013266LGN00	-27,43	-63,00	23/9/2013	14:08	1,08	EEA La María	10,1	12,14	284,9	0,65	11,9	20,8	4
	verano	LC82290792014013LGN00	-27,43	-62,99	13/1/2014	14:08	0,4		12,8	13,71	298,7	1,99	25,7	33	18,5
	otoño	LC82290792014093LGN00	-27,43	-62,99	03/04/2014	14:07	41,57		6	11,74	298,4	2,66	25,4	30,5	21,6
Escena ESTE 228/79 (Santiago del Estero y Chaco)	invierno	LC82290792014205LGN00	-27,43	-63,00	24/7/2014	14:06	0,36		9,7	10,70	279	0,52	6	17	-2
	invierno	LC82280792013227LGN00	-27,43	-61,47	15/8/2014	14:02	0,11	Las Breñas I, II, III, IV	10,2	11,10	281,5	0,34	8,5	21,4	-1
	primavera	LC82280792013291LGN00	-27,43	-61,46	18/10/2013	14:02	0,03		12	12,81	299,4	1,79	26,4	36,4	15,8
	prim / ver	LC82280792013355LGN00	-27,43	-61,47	21/12/2013	14:02	2,23		12	13,88	303,5	2,07	30,5	39,6	21,8
	verano	LC82280792014038LGN00	-27,43	-61,46	07/02/2014	14:01	0,06		12,9	13,21	303,4	2,39	30,4	39,9	21,8
EEA : Estación Experimental Agropecuaria INTA, disponible en sigla2.inta.gob.ar	verano	LC82280792014070LGN00	-27,43	-61,45	11/03/2014	14:01	0,44		11,2	12,37	293,9	1,75	20,9	28,8	14,5
	otoño	LC82280792014134LGN00	-27,43	-61,46	14/5/2014	14:00	34,14		6	10,78	294,7	2,07	21,7	30,2	14,3
	invierno	LC82280792014214LGN00	-27,43	-61,47	02/08/2014	14:00	3,33		9,7	10,86	298,1	1,61	25,1	34,2	17,3
Hatm: Heliofantía atmosférica								Hatm: Heliofantía efectiva (Fuente: Estación Meteorológica)							
VpA: Presión de Vapor								Hef: Heliofantía efectiva (Fuente: Estación Meteorológica)							
So: Radiación Solar Extraterrestre (Fuente: http://www.engr.scu.edu/~emaurel/tools/calc_solar.cgi , pl datos obtenidos en mmd)															

Hatm: Heliofania atmosférica

Hef: Heliofania efectiva (Fuente: Estación Meteorológica)

So: Radiación Solar Extraterrestre (Fuente: http://www.engr.scu.edu/~emaurel/tools/calc_solar.cgi.pl datos obtenidos en mmd)

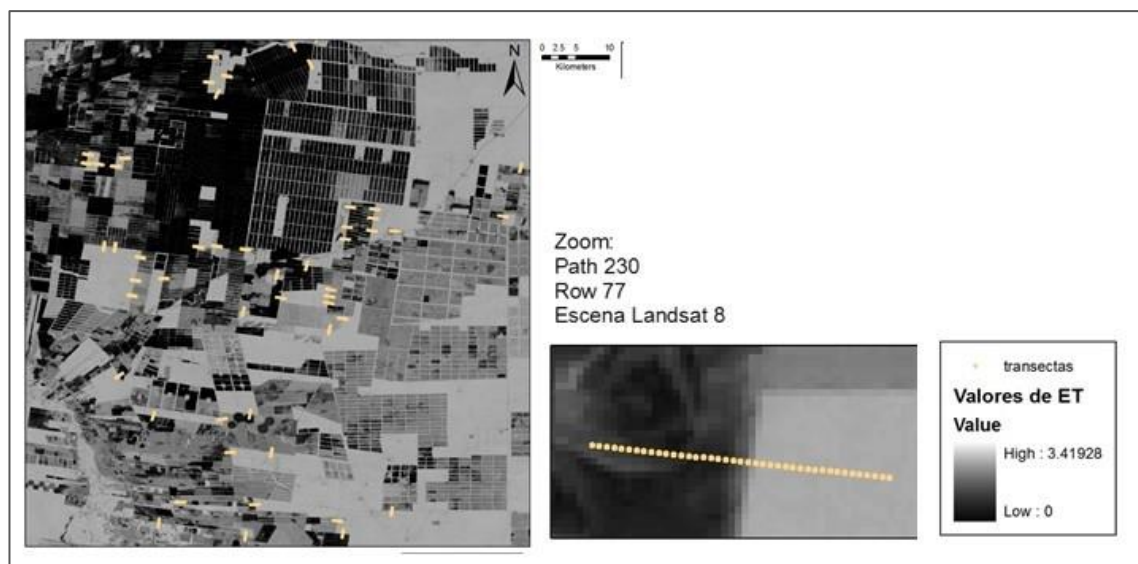


Figura 3.2: Imagen Landsat 8, acercamiento para ejemplificar el muestreo con transectas sobre lotes pareados. Las transectas son de 41 píxeles, los valores de ET se obtienen para cada pixel y fecha de cada una de las imágenes satelitales.

Para las 100 transectas trazadas sobre cada una de las escenas, se estimó la ET según el modelo propuesto por Jackson *et al.* (1985) para cada una de las fechas procesadas (Cuadro 3.1). Todas las transectas que tuvieran cobertura de nubes fueron eliminadas del análisis. El total de transectas analizadas fue de 1332: 529 transectas en la escena 228/79 (escena Este), distribuidas en 7 fechas; 323 transectas en la escena 229/79 (escena Centro), distribuidas en 5 fechas, y 480 transectas en la escena 230/77 (escena Norte), distribuidas en 6 fechas (Cuadro 3.1).

3.2.3 Análisis de datos

Para establecer si existían o no diferencias estadísticamente significativas entre usos, se aplicó un modelo lineal mixto (Onofri *et al.*, 2009). Se consideró la ET diaria ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) de cada píxel como variable independiente, como factor fijo se consideraron los usos (cuatro niveles: monte, pastura, secano, riego) y como factor aleatorio cada una de las transectas. Se incluyó un término para la correlación espacial de los datos por transecta (ordenadas por píxel) para asegurar la independencia de los datos. El modelo se aplicó por separado a cada una de las escenas y cada una de las fechas y se repitió agrupando los usos del desmonte como un único nivel de “desmonte”.

Por otro lado, para analizar la magnitud de las diferencias entre usos, se obtuvieron valores de la evapotranspiración relativa entre los distintos usos de los lotes desmontados y el monte (ΔET). El valor ΔET se obtuvo restandole el promedio de los valores de la ET del lote desmontado al promedio de los valores de ET del lote de monte de la misma transecta. Se obtuvo un solo valor por transecta (ΔET), y esta medida tuvo una distribución normal de valores. Valores positivos de ΔET indican que los lotes desmontados evapotranspiran menos que el monte contiguo y valores negativos de ΔET indican que los lotes desmontados evapotranspiran más que el monte. Se analizaron las diferencias de ΔET entre tipos de transecta y fechas mediante un modelo lineal mixto (Onofri *et al.*, 2009) con el tipo de transecta (monte - pastura, monte - secano y monte - riego) como factor fijo y las fechas de cada imagen como factor aleatorio. Se incluyó

una función de variancia constante (*varident*) para tratar la heterogeneidad de la varianza de los distintos tratamientos (Pinheiro y Bates, 2000). Todos los análisis estadísticos se realizaron con el programa InfoStat (Di Rienzo *et al.*, 2008).

Para probar si el borde del monte evapotraspira más que el resto del mismo monte, se subdividió el lote del monte en el borde y el resto del monte en la misma transecta. Para establecer el límite del borde se compararon las diferencias entre la ET media de distintos anchos de borde vs. la ET media del centro del monte. Los anchos analizados fueron de 30 a 510 m. Entre 30 y 90 m de ancho de borde, las diferencias fueron las mayores respecto al centro, por lo tanto, se estableció el borde en 90 m. El límite entre monte y desmonte se ubicó en los píxeles -1,0 y 1; en consecuencia, se evitaron, entre otros, la vegetación de transición y los caminos. Se realizó un análisis de la varianza no paramétrico de Friedman (1937) que permite comparar las esperanzas de 2 o más distribuciones cuando el diseño de la experiencia ha sido en bloques completos aleatorizados, sin necesidad de verificar el cumplimiento del supuesto de normalidad. Los tratamientos analizados fueron BORDE (del monte) y MONTE (interior del monte), por bloque (transectas). Las pruebas se realizaron por separado para cada tipo de transecta (monte - pastura, monte - seco y monte - riego) y por fecha.

Para probar si las diferencias entre el borde del monte y el monte son iguales para todos los tipos de transecta (monte- pastura, monte-seco y monte-riego), se utilizó la prueba de Kruskal–Wallis. Se tomaron por separado cada fecha. Se obtuvieron las diferencias de las medias entre el borde del monte y el centro del mismo para cada transecta, es decir que se obtuvo un solo dato por transecta (ΔET_{MB} , diferencia de la ET entre el centro y el borde del monte). En cada fecha ΔET_{MB} era la variable independiente y los tipos de transecta los tres niveles del factor analizado. La hipótesis de la prueba establece que las diferencias entre monte y borde son iguales para cada tipo de transecta, la hipótesis alternativa establece que al menos un tipo de transecta tiene diferencias entre borde y centro de monte en función del lote contiguo. Esta prueba analiza la varianza no paramétrica a una vía de clasificación. El análisis propuesto por Kruskal y Wallis (1952) permite comparar las esperanzas de 2 o más distribuciones sin necesidad de cumplir el supuesto de que los términos de error se distribuyan normalmente (Balzarini *et al.*, 2008). El estadístico de la prueba (H) en Kruskal Wallis se basa en la suma de los rangos asignados a las observaciones dentro de cada tratamiento. Para situaciones experimentales donde el número de configuraciones es mayor de 100.000, el paquete estadístico utilizado de *InfoStat* (Di Rienzo *et al.*, 2008) obtiene los valores p de la prueba a través de la aproximación de la distribución del estadístico a la distribución Chi cuadrado, con $a-1$ grados de libertad.

Se realizaron análisis descriptivos de la trayectoria temporal del ΔET vs. valores de precipitación acumulados por mes (mm). También se estimó la recarga potencial de cada sistema a partir de la integral de las diferencias de la ET entre usos (monte y desmontes, ΔET). Asumiendo que la recarga de los montes es 0 debido a que se evapotranspira el total de la precipitación que ingresa al sistema (Jobbagy *et al.*, 2008; Santoni *et al.*, 2010), una disminución en la ET implicaría un aumento en la recarga. Los valores positivos de ΔET representan la recarga posible medida a partir de la ET. Si el ΔET fuera 0, es decir que la diferencia de la ET con respecto al monte fuera nula, no se produciría drenaje profundo con consecuente recarga de acuíferos. El valor integral del ΔET resulta, entonces, la estimación de la recarga potencial.

3.3 Resultados

3.3.1 Perfiles de evapotranspiración por usos.

La ET varió significativamente en función del tipo de cobertura. Los valores de ET del monte fueron marcadamente superiores en todas las fechas analizadas (2,9 a 5,9 $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$, Figuras 3.3 a 3.6). Las pasturas alcanzaron a evapotranspirar hasta un 70 % más que los cultivos en el inicio del verano (Figura 3.3 escena Este fecha: 21 de diciembre 2013; Figura 3.4 escena Centro fecha: 13 de enero de 2014; Figura 3.5 escena Norte fecha: 4 de enero de 2014). A medida que avanzaba el verano las diferencias entre los valores de ET de pasturas y secano se redujeron, con diferencias de un 8% ($\sim 5,34$ para las pasturas y $\sim 4,9 \text{ mm} \cdot \text{día}^{-1}$ secano, Figuras 3.3 escena Este fechas: 3 de febrero y 11 de marzo de 2014; Figura 3.5 escena Norte fecha: 9 de marzo de 2014).

En otoño, los valores de ET de todos los usos se redujeron hasta un 70% y las diferencias entre todos los usos también disminuyeron, es decir que los valores de ET a medida que avanzaba el otoño tendieron a igualarse entre todos los usos (Figura 3.3 escena Este fecha 14 de mayo de 2014; Figura 3.4 escena Centro fecha: 3 de abril de 2014). Por ejemplo, el monte alcanzó hasta un 90 % (78 -90 %) más de ET que las pasturas y el secano en el período de primavera y se redujo hasta solo diferenciarse entre un 9 y un 12 % con las pasturas y un 20% con el secano en otoño.

Al inicio del invierno, la ET mantenía la tendencia del otoño, es decir los usos disminuían la ET y disminuían las diferencias con el resto de los usos (Figura 3.3 escena Este fecha: 2 de agosto de 2014; Figura 3.5 escena Norte fecha: 29 de junio de 2014). A medida que avanzaba el invierno, los valores de ET se mantenían bajos pero aumentaba la variabilidad y las diferencias entre los lotes desmontados. En la escena Centro del 24 de julio de 2014 se observa una gran variabilidad en la ET de los lotes desmontados (Figura 3.4) y en la escena Norte del 16 de agosto de 2014, también se observa variabilidad entre los lotes desmontados y a su vez una marcada diferencia entre la ET media obtenida para las pasturas y para el secano (Figura 3.5).

Los lotes regados mostraron un comportamiento variado, en general, la ET media estuvo entre los valores medios de las pasturas y el secano pero con excepciones: En la escena Centro, en primavera (23 de septiembre 2013) el riego alcanzó valores de ET mayores al resto de los lotes desmontados y en invierno (24 de julio 2014) la media estuvo hasta por debajo de los lotes de secano. En la escena Norte obtuvo la media más alta en primavera (17 de noviembre 2013) y la más baja en verano (4 de enero 2014). En las fechas del 29 de junio 2014 y del 16 de agosto de 2014 de la escena Norte, el riego no se diferenció significativamente de los valores de ET del monte (*valor p* < 0,05, resultados en el Anexo 2, Cuadro A 2.1)

Los valores medios más altos de ET tanto de monte como de desmonte correspondieron a la escena Este, bajo la influencia de la isohieta de mayor precipitación (700 mm, Figura 3.1). Los valores máximos de ET dentro del monte, superiores a los $6,5 \text{ mm} \cdot \text{día}^{-1}$, correspondieron a las fechas de finales de diciembre y principios de enero: 19 de diciembre de 2013 (escena Este); 13 de enero (escena Centro), y 4 de enero (escena Norte).

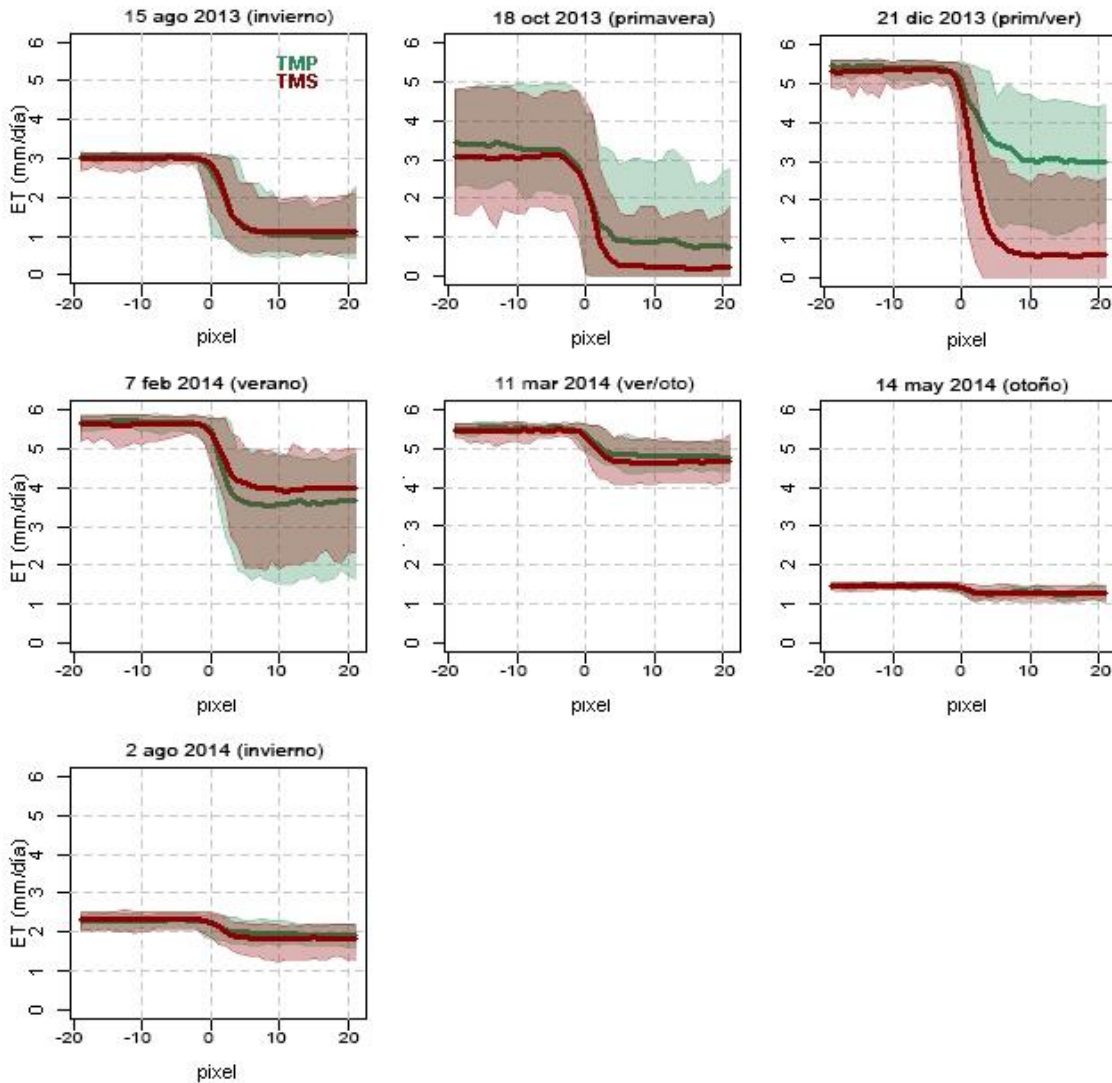


Figura 3.3: Perfiles de evapotranspiración ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) para cada tipo de transecta; (TMP, monte – pastura, color verde; TMS, monte – seco, color rojo), correspondientes a la escena **ESTE** Landsat 8 Path Row 228/79. Las zonas translúcidas corresponden a los valores comprendidos entre los percentiles 5 y 95 para cada pixel y para cada tipo de transecta. En el eje de las ordenadas los píxeles Landsat de 30 x 30 m ordenados desde el límite entre usos (pixel 0). Hacia el lote desmontado valores positivos y hacia el monte, valores negativos. Cada gráfico corresponde a una fecha diferente para la misma escena.

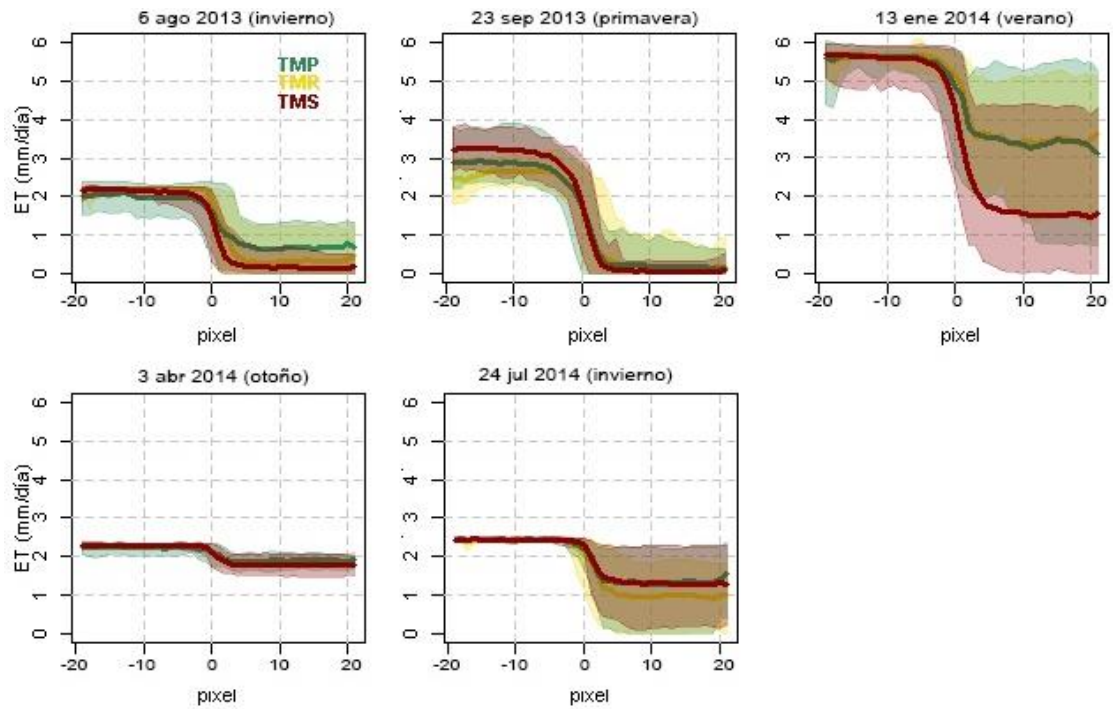


Figura 3.4: Perfiles de evapotranspiración ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) para cada tipo de transecta (TMP, monte – pastura, color verde; TMR, monte – riego, color amarillo, TMS, monte – seco, color rojo), correspondientes a la escena **CENTRO** Landsat 8 Path Row 229/79. Ver descripción en Figura 3.3.

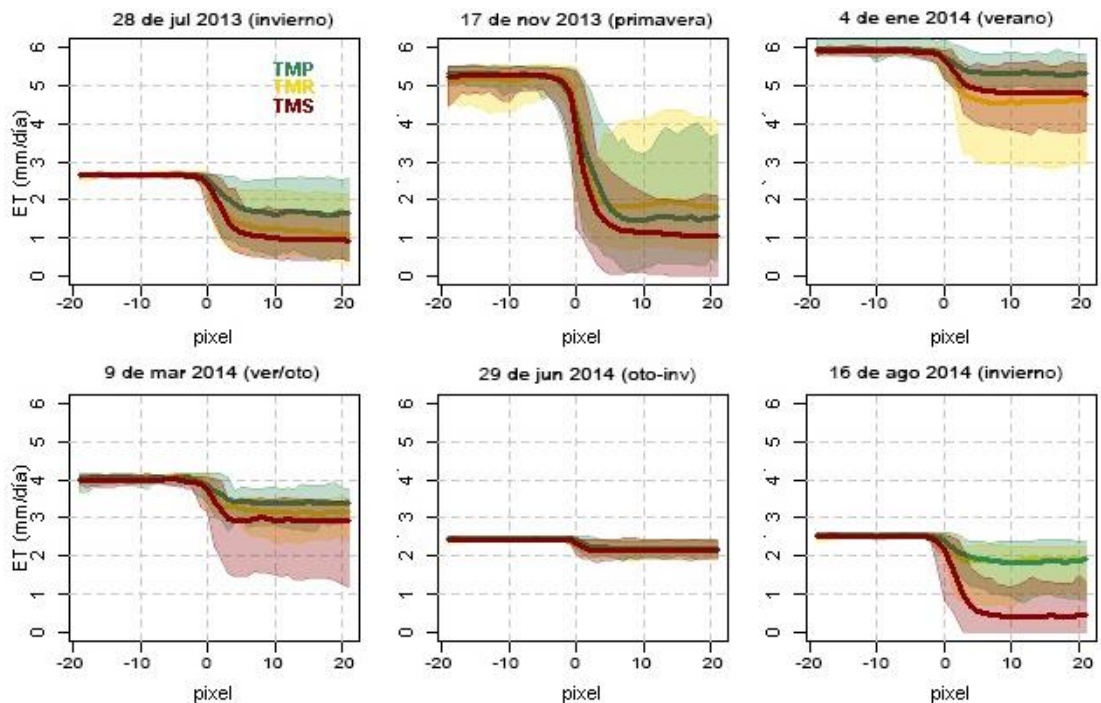


Figura 3.5: Perfiles de evapotranspiración ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) para cada tipo de transecta (TMP, monte – pastura, color verde; TMR, monte – riego, color amarillo, TMS, monte – seco, color rojo), correspondientes a la escena **NORTE**, Landsat 8 Path Row 230/77. Ver descripción en Figura 3.3.

3.3.2 Análisis temporal de la evapotranspiración.

Al ordenar las imágenes por fecha, independientemente de las escenas a las que correspondían, en la dinámica del monte a lo largo del año (Figura 3.6), se observó una caída menor de los niveles de ET respecto de las pasturas y el secano. A partir del mes de abril (otoño) y hasta el mes de octubre (primavera), los valores medios de la ET del monte se mantuvieron entre los 2 y 3 $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$, mientras que los valores de las pasturas y del secano oscilaron entre valores medios de 0 y 2 $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$. En el mes de enero (verano), todos los usos alcanzaron su máximo valor medio; sin embargo, el monte superó los 5 $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$ ya desde el mes de noviembre y se mantuvo cercano a esos valores hasta el mes de marzo inclusive. En abril, se produjo una caída de la ET para todos los usos, si bien el monte siempre tuvo la mayor tasa de ET.

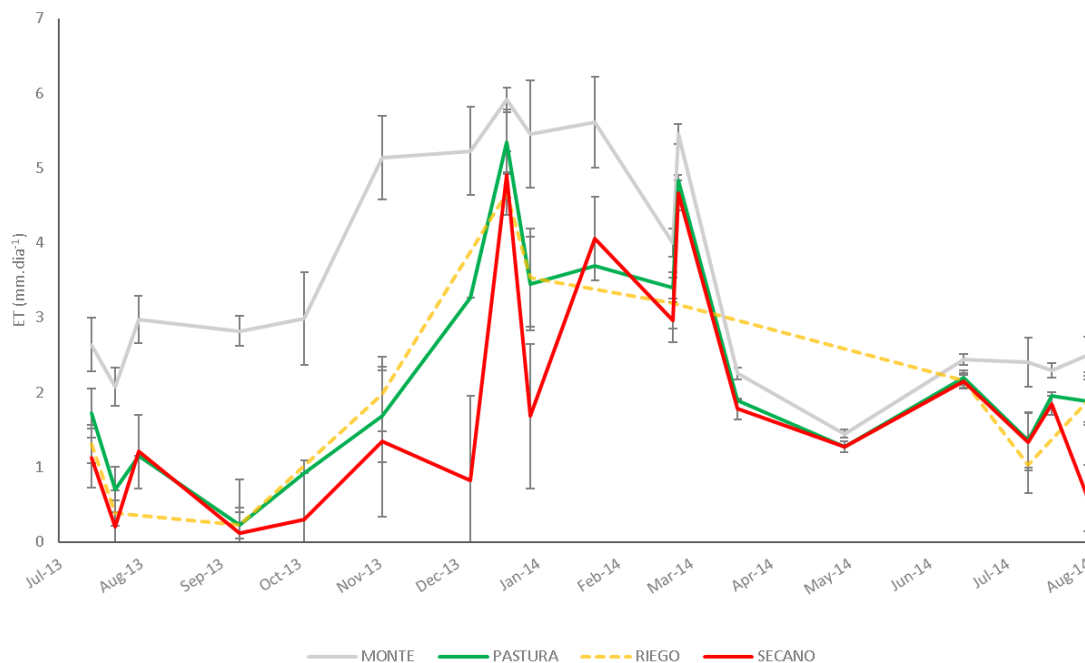


Figura 3.6: Promedio de la evapotranspiración ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) diaria para lotes de pastura, riego, secano y monte en el Chaco Semiárido. Las fechas corresponden a tres escenas del satélite Landsat correspondientes a los Path/Row 228/79; 229/79 y 230/77 (ver Figura 3.1). Las barras negras indican el DS.

El ΔET , que representa las diferencias de la ET entre los lotes pareados de la misma transecta (monte y desmonte), permitió comparar las diferencias de la ET entre transectas y usos. Se obtuvo un solo valor por transecta para cada fecha y escena Landsat (Anexo 2, Cuadro A2.2). Los valores positivos del ΔET indican que el monte evapotranspira más que el lote lindero: cuanto mayor sea esa diferencia, mayor serán los valores de ΔET . Un valor cercano a 0 indicaría que ambos usos evapotranspiran de la misma manera; en cambio, un valor negativo indicaría que el uso del lote desmontado evapotranspira más que el monte.

El análisis general del ΔET entre los usos del desmonte (modelo 19, Cuadro A2.2) indicó que las diferencias de ET entre los lotes de secano y el monte siempre fueron mayores que las diferencias registradas entre el monte y las pasturas, y entre el monte y el riego. Los ajustes de los modelos se detallan en el Anexo 2, Cuadro A2.3. A su vez, las diferencias entre usos mostraron un patrón diferente en función de la escena Landsat analizada que representan un nivel de aridez diferente (Houspanossian *et al.*, 2016). La

escena Norte corresponde a la isohieta de menor precipitación media anual y la Este, a la de mayor precipitación (Figura 3.1).

En las escenas Centro y Este, correspondientes a las isohietas de 700 y 800 mm, en donde la precipitación mensual acumulada superó los 200 mm, las diferencias de la ET respecto al monte (ΔET) fueron mayores para el secano, que alcanzó diferencias promedio mayores a $4 \text{ mm} \cdot \text{día}^{-1}$ (Figura 3.7). En estos casos, las pasturas y el riego tuvieron diferencias máximas respecto al monte de $2,8 \text{ mm} \cdot \text{día}^{-1}$, correspondientes al período de primavera.

En la escena Este, los valores del ΔET obtenidos en los monte-pastura y en los monte-secano, solo se diferenciaron significativamente el 21 de diciembre de 2013 (Figura 3.7; Anexo 2, Cuadro A2.2), luego, las diferencias de las pasturas y el secano con respecto al monte fueron siempre similares.

Por el contrario en las escenas Centro y Norte, los ΔET de las pasturas y de los secanos son siempre significativamente diferentes con excepción de las fechas 24 de julio (centro) y el 29 de junio de 2014 (norte).. En todos los casos, donde las diferencias resultaron significativas, los monte-secano registraron valores de ΔET mayores, es decir que las diferencias con la ET del monte son mayores para los lotes de secano.

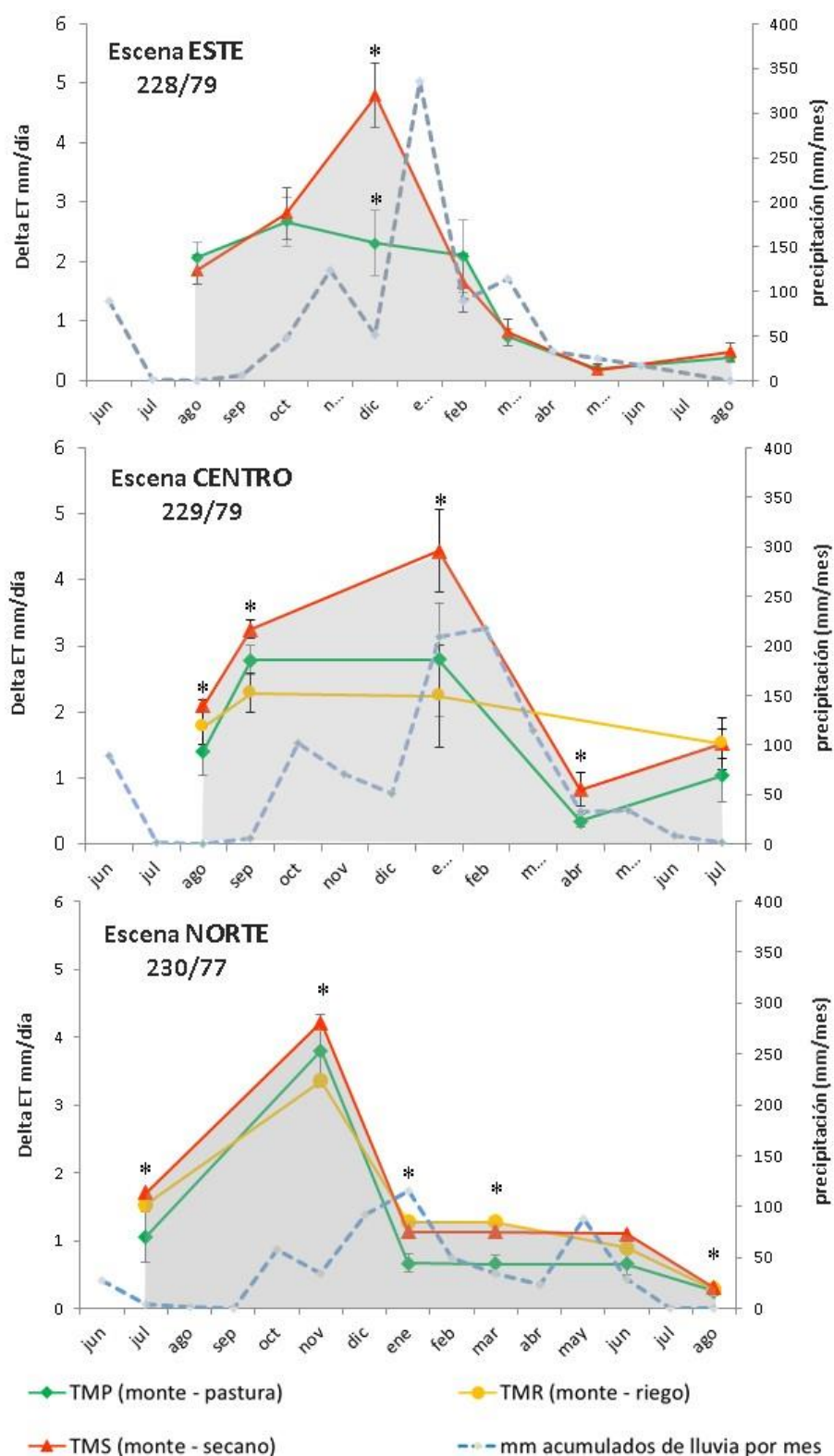


Figura 3.7: En el eje de las ordenadas de la izquierda se muestran los valores de ΔET ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) promedio por escena Landsat (228/79, 229/79, 230/77), barras negras indican DS. Los asteriscos indican que al menos una de las ΔET obtenidas para la misma fecha difiere significativamente entre sí (Anexo 2, Cuadro A2.2). En el eje de las ordenadas de la derecha, valores de precipitación en mm acumulados por mes (obtenidos de las Estaciones Meteorológicas que se detallan en el Anexo 2). El área sombreada, representa la recarga potencial del sistema, considerando las diferencias máximas entre la ET del monte y la ET de los lotes desmontados.

En la escena Norte, sobre la isohieta de 500 mm, después del primer pulso de lluvia de 50 mm mensuales en octubre, el ΔET superó los 4 mm·día⁻¹ tanto para las pasturas como para el riego y el secano. A partir de enero, los ΔET superaron 1 mm diario para el secano y el riego, y alcanzaron 0,7 mm diarios en el caso de las pasturas. Estas diferencias se mantuvieron relativamente constantes hasta el mes de agosto, mes en que registraron valores cercanos a 0 para todos los casos (Figura 3.7).

Para las transectas monte-riego, las diferencias fueron variables: en algunos casos, similares a los monte-pastura; en otros, similares a los monte-secano, y en otros casos, las diferencias fueron menores a ambos (Figura 3.7, modelo 9 ver Anexo 2, Cuadro 1). Esto cobra sentido si se considera que las cosechas asociadas al riego pueden ser tanto de invierno como de verano, inclusive pueden tratarse de doble cultivo.

La recarga potencial obtenida a partir de la integral de las diferencias de la ET entre usos con desmonte y el monte (ΔET) (área gris, Figura 3.7), mostró valores siempre entre un 20 y 30 % más altos para los sitios con secano respecto a los sitios de pasturas (Cuadro 3.2). Los valores de recarga potencial más bajos corresponden a la escena Norte, de menor precipitación media anual.

Cuadro 3.2: Estimación de la recarga potencial (mm·año⁻¹) obtenida a partir de la integral de las curvas representadas en la Figura 3.7. La recarga de los montes se asume en 0. La pp indica la precipitación total del período analizado.

<i>Escena</i>	Uso correspondiente al lote desmontado			
	<i>pp</i> (mm·año ⁻¹)	<i>Secano</i> (mm·año ⁻¹)	<i>Pastura</i> (mm·año ⁻¹)	<i>Diferencia entre usos</i> (mm·año ⁻¹)
ESTE	836,8	645,9	515,6	130 (20%)
CENTRO	940,1	896,8	614,5	280 (31.5%)
NORTE	557,8	597	440,2	156 (26.2%)

3.3.3 Análisis de la interacción espacial entre el borde del monte y el desmonte.

En los montes analizados, no se observó un aumento de la ET en los bordes linderos a los lotes desmontados (Figura 3.8). En el 90 % de los montes, la ET del borde fue menor que la del centro del monte. En el 40 % de los casos, estas diferencias a favor del centro del monte resultaron significativas (Prueba de Friedman, Anexo 2, Cuadro 3). Si bien se registró una ET mayor en los bordes de monte linderos a lotes con riego en comparación con el centro del monte (Figura 3.8), las diferencias no resultaron significativas.

El análisis de las diferencias de la ET en los bordes y monte adentro entre montes con distintos usos linderos (Prueba de Kruskal- Wallis, Anexo 2, Cuadro 3), indicó que, solo en el 30% de los casos analizados, las diferencias evaluadas en la misma fecha y escena diferían en función del uso del desmonte lindero (Anexo 2, Cuadro 3).

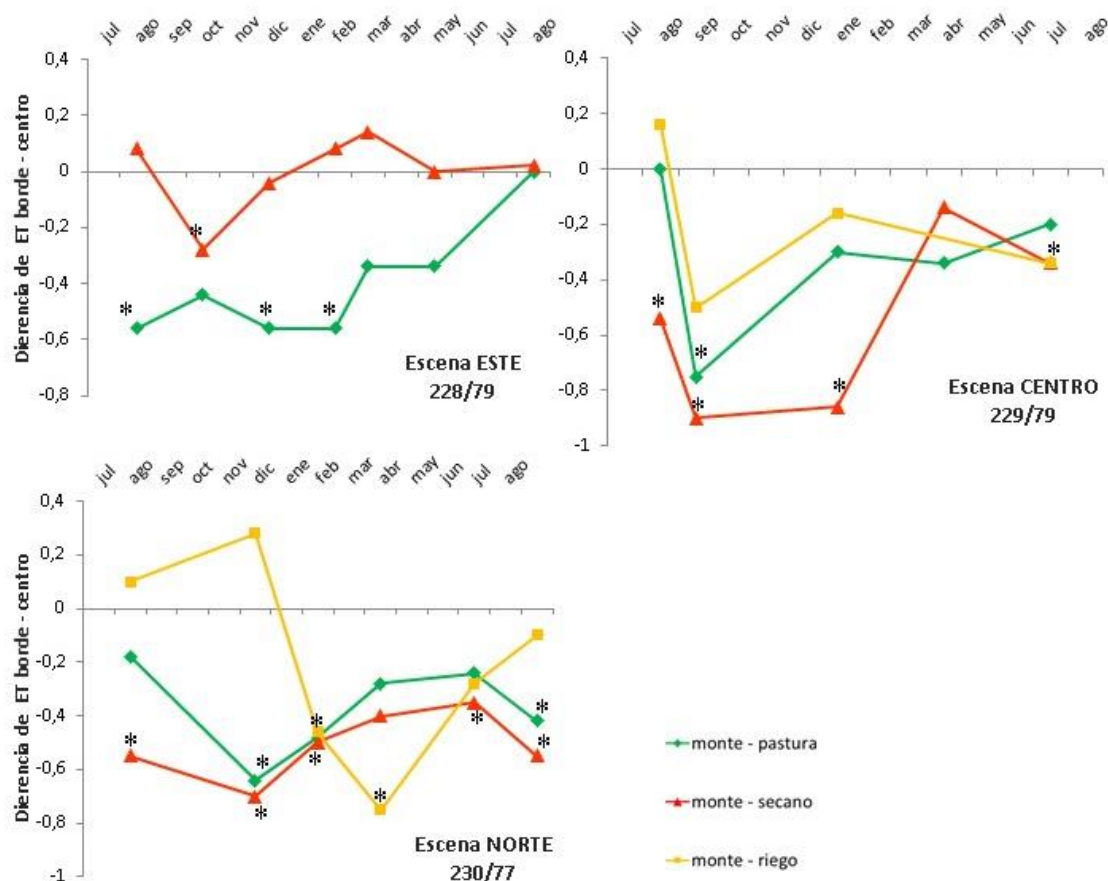


Figura 3.8: Diferencias de medias entre los valores de ET ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) del borde del monte (90 m) y el centro del mismo en función de los usos de los lotes linderos (Medias obtenidas de rangos según prueba de Friedman (1937, 1940). Los asteriscos indican diferencias significativas entre la ET del borde y del centro. Las diferencias indican, en el caso de valores negativos, que el borde evapotranspira menos que el monte. Los resultados corresponden a las escenas 228/79, 229/79, 230/77 del satélite Landsat 8 para las fechas indicadas en el cuadro 3.1.

3.4 Discusión

En este capítulo se pudo probar la predicción que la ET será mayor en los montes que en los lotes desmontados ya que la ET varía significativamente en función del tipo de cobertura, y los montes son la cobertura con mayor evapotranspiración (Figura 3.3 a 3.5). La magnitud de las diferencias es estacional y marca su pico en primavera (inicio de la estación húmeda) y su mínimo en otoño-invierno (estación seca) (Figura 3.6 y 3.7).

Respecto a la predicción que la ET será mayor en los bordes del monte que en su parte central, se puede concluir en función a los resultados que la ET de los montes no aumenta significativamente en las áreas de contacto. Los bordes de los montes evapotranspiran igual o incluso menos que el centro del monte (Figura 3.8), por lo tanto no se estaría utilizando el agua excedente que proviene de los lotes desmontados. Por otro lado, tampoco se cumple la predicción que establecía que el aumento de ET del borde de los montes sería mayor en los casos en que el monte linde con un cultivo y no con una pastura y que el aumento sería aún mayor frente a un lote regado que en los dos casos anteriores.

En base a los resultados, podemos concluir que el proceso de recarga se intensifica en una ventana temporal correspondiente a la primavera (Figura 3.7) en donde especialmente los cultivos no cuentan con el crecimiento foliar y radical suficiente para hacer uso de la precipitación y descargarla a la atmósfera a través de la ET. Las prácticas agrícolas conservativas del agua —que sugieren correr el cultivo en el tiempo esperando que se produzca un almacenaje de agua previo a la siembra con las primeras lluvias—, comunes en los sistemas semiáridos (Giménez *et al.*, 2014), magnifican este proceso. En el caso de las pasturas, siempre presentes al inicio de la estación húmeda, las diferencias de la ET respecto de los montes son menores que las de los cultivos y por lo tanto la recarga bajo pasturas es menos (Figura 3.7).

En condiciones de mayor disponibilidad hídrica, en verano, los cultivos alcanzan niveles de ET altos, similares a una pastura. En las situaciones donde el agua resulta limitante para el cultivo, las diferencias de ET entre secano y monte o pastura se registran todo el año, ya que tanto las pasturas como los montes, en mayor medida, presentan raíces más profundas que les permiten hacer mayor uso del agua disponible. Las pasturas pueden ser multiespecíficas (Houspanossian *et al.*, 2016), y esta diversidad de especies aumenta el rango temporal de cobertura vegetal y genera, así, una mayor descarga transpirativa. El aprovechamiento del agua de lluvia a lo largo del año dependerá, en gran medida, de la exploración del perfil del suelo que hagan los sistemas vegetales para poder aprovechar el agua infiltrada en profundidad.

El comportamiento de los sitios de riego resulta más variable respecto del resto de las coberturas. En ciertos momentos, muestra un comportamiento intermedio entre pasturas y secano; en otros, se asemeja a las pasturas, y en otros, al secano (Figura 3.3 a 3.5), seguramente en relación con el tipo de manejo y cultivo del lote regado que es más variable que el resto de los usos analizados. Inclusive, los sitios con riego suelen estar asociados a grandes productores que tienen una dinámica inestable respecto de otro tipo de producciones (Baldi *et al.*, 2014).

Respecto a las interacciones ecohidrológicas entre monte y cultivos planteadas en esta tesis, no se puede afirmar, entonces, que el borde del monte acceda al agua almacenada en la zona vadosa de los cultivos o pasturas en el mismo espacio temporal en el que se produce la recarga, pero tampoco se puede afirmar que el monte no haga uso del excedente de agua de esos lotes en otro momento del año como consecuencia de un movimiento lateral de la misma. Los montes mantienen una tasa de ET alta, aun en la época seca (otoño – invierno). Esto sugiere que los montes tienen acceso a otra fuente hídrica, además de la precipitación anual, que podría estar vinculada tanto al acceso a agua subterránea a profundidades mayores a los 4 m como a un movimiento lateral del agua de recarga de los lotes desmontados hacia el monte que se desarrollaría a una escala temporal mayor que un año.

García *et al.* (2017) establecieron, mediante mediciones con torres de eddy covariance en bosques secos de la provincia de San Luis, que superados los 26 °C, en la época húmeda (primavera-verano), la ET cae y sugieren que, a esa temperatura, se produce un cierre estomático. Si el cierre estomático ocurriera a altas temperaturas, esto explicaría por qué, durante la época húmeda que coincide en el Chaco Semiárido con la época de altas temperaturas, no observamos heterogeneidad espacial en la tasa de ET de los montes. Las altas temperaturas serían una limitante para la ET, independientemente de la disponibilidad hídrica del suelo. Este mecanismo impediría que los montes

descargaran el exceso de agua generado por la recarga en los lotes desmontados, en caso de que existiera un movimiento lateral de agua tanto por la zona vadosa como por la zona saturada.

Las mediciones con la torre de eddy covariance de García *et al.* (2017) sugieren que, en la época seca (invierno), la temperatura es el principal controlador de la ET en todas las coberturas analizadas excepto para los montes, donde la disponibilidad hídrica resulta el principal control sobre la tasa de ET. Concluyen que se debe a la presencia de especies resistentes a la sequía. De existir un movimiento lateral de agua, esta podría ser descargada por el monte en los meses secos, lo que explicaría los valores de la ET del monte en el período invernal (Figuras 3.3 a 3.6). En este sentido cabe recordar que el paisaje y la dinámica asociada del agua y sus interacciones podría ocurrir a una escala espacial y temporal que no es de fácil determinación (O'Neill *et al.*, 1986; Peterson *et al.*, 1998).

Un aspecto importante para considerar sobre la metodología utilizada en este capítulo de la tesis, es la resolución 100 x 100 m de los sensores TIRS 1 y 2 de Landsat que registran los valores de temperatura superficial utilizados en el modelo propuesto para estimar la ET. Si bien los valores de IVN y albedo utilizados en el modelo (Anexo 2) corresponden a píxeles de 30 x 30 m, la temperatura superficial fue reescalada a esta última resolución, y se generó, así, una pérdida de información sobre los valores finales de la ET. Si existiera una diferencia en la ET a una escala menor a los 100 m que no fuera generada por las diferencias en el IVN, el modelo no resultaría sensible a ellas.

Capítulo 4

Dinámica de la evapotranspiración a escala de paisaje en el Chaco Semiárido

CAPÍTULO 4: Dinámica de la evapotranspiración a escala de paisaje en el Chaco Semiárido

4.1 Introducción

La evaporación del suelo y de los cuerpos de agua, y la transpiración de la cubierta vegetal son procesos claves del ciclo hidrológico que, posteriormente, determinan la disponibilidad de agua en la atmósfera (vapor de agua) para la precipitación (Jackson *et al.*, 2001). La evapotranspiración (ET) representa un 75 % de la transferencia de energía de la Tierra a la atmósfera (Chapin *et al.*, 2011). Es un mecanismo clave tanto para el ciclo del agua como para el de la energía y, a su vez, una fuente importante de incertidumbre para los modelos de evaluación de disponibilidad de agua en cuencas (Sivapalan *et al.*, 2003). La ET es en gran parte regulada por la vegetación (Nosetto *et al.*, 2005).

Frente a las modificaciones en la cobertura vegetal de las planicies del Chaco Semiárido, es de esperar que la ET se vea modificada por estos cambios. En qué medida las modificaciones que se dan en cada cambio de cobertura a su vez afectan la vegetación remanente, es decir, la interacción ecohidrológica entre distintos usos de vegetación a nivel de paisaje es lo que se propone observar este capítulo. Para ello, observaremos la ET a escala regional.

Para analizar los cambios en la ET en el sistema en estudio, es necesario conocer los cambios en la estructura del paisaje, es decir, la fragmentación del mismo. La fragmentación del paisaje es una de las principales características del cambio global (Foley *et al.*, 2000). Esta se produce no solo al reducirse la superficie ocupada por las áreas naturales, sino también por la división subsiguiente de la cobertura original en una serie de fragmentos de tamaño y forma variables y más o menos aislados. De este modo, el paisaje original conformado por una matriz continua de bosque, pastizal u otro tipo de ecosistema se transforma en uno caracterizado por la presencia de parches de vegetación superpuestos a la matriz (Jaeger, 2000). En el caso de la región chaqueña, la eliminación de la vegetación nativa, generalmente, ocurre de manera selectiva, en las áreas más aptas para agricultura o en los bosques con maderas de mejor calidad (Sharpe *et al.*, 1987; Usher, 1987; Pressey *et al.*, 1996; Kemper *et al.*, 2000).

Al reducirse la cubierta vegetal a través de la fragmentación del paisaje, se modifican también las variables climáticas asociadas a las características de la superficie vegetal. Los cambios en la cobertura y en el diseño del paisaje modifican la escorrentía, la velocidad del viento y la incidencia de la luz solar que varían en función de los parches y, por lo tanto, alteran las principales variables que regulan los procesos de evapotranspiración (Foley *et al.*, 2000; Cramer y Hoobs, 2002; Briant *et al.*, 2010; Chapin-Kramer *et al.*, 2015). Si bien existen estudios que analizan los flujos de materia y de energía a escala ecosistémica, como la productividad primaria neta aérea (PPNA), la mineralización neta de N y las pérdidas totales de nutrientes (Piñeiro *et al.*, 2006; Paruelo, 2008; Volante *et al.*, 2012), los estudios mencionados no evalúan la incidencia de la fragmentación del paisaje sobre los procesos que regulan dichos flujos de materia y energía.

La bibliografía relacionada con el estudio de la ET en función de la fragmentación del

paisaje se reduce a algunos textos de referencia teórica (Saunders y Hobbs, 1991; Cramer y Hobbs, 2002; Fischer y Lindermayer, 2007); otros en donde la evapotranspiración se cuantifica de manera discreta en función del tipo de superficie (La Rosa y Privitera, 2013), y muchos trabajos donde el estudio de la ET se realiza dentro de un área de estudio del tamaño de lote (Wilson *et al.*, 2001; Ringgaard *et al.*, 2012). Briant *et al.* (2010) analizan las consecuencias de la fragmentación dentro de cada parche de la matriz usando el parche como unidad de análisis (Zhang *et al.*, 2001). Este tipo de abordaje limita la comprensión del intercambio de materia y energía a escala del paisaje o a escala regional, ya que evalúa el fenómeno desde una escala local.

La heterogeneidad de la superficie es uno de los principales inconvenientes para estimar la ET a escala regional. La magnitud de la extensión del área de estudio de las planicies del Chaco Semiárido incluye una gran heterogeneidad espacial, no solo respecto del arreglo espacial de la vegetación, sino también respecto de las diferencias en los tipos de suelo, la historia de uso de cada parche, las diferencias espaciales de precipitación, la heterogeneidad espacial de los arreglos del paisaje, la heterogeneidad del relieve y de los diferentes manejos productivos (riego o seco; rotación con pasturas, entre otros). Todas estas variables hacen que las respuestas de una misma configuración de paisaje alcance valores muy diversos en función de los factores antes mencionados.

En este capítulo, se analiza la relación entre la proporción de superficie desmontada de un paisaje y la evapotranspiración, y se evalúa si ante una misma cantidad de superficie desmontada, la evapotranspiración se modifica al modificarse la distribución espacial del desmonte. La predicción que se pone a prueba establece que la ET de paisajes con igual superficie de lotes desmontados y montes será mayor cuanto mayor sea la longitud de bordes en relación al área de monte. Para ello se describen los patrones de fragmentación del paisaje en la región de las planicies del Chaco Semiárido junto con la ET asociada a los distintos niveles de esta fragmentación. El marco conceptual avanza sobre el propuesto en el capítulo 3. Sobre la base del balance hidrológico dado por las entradas (precipitación) y las salidas (ET, drenaje profundo) de los sistemas semiáridos, se analiza la ET bajo el supuesto de que los descensos de sus niveles implican aumentos en los niveles de drenaje profundo. De esta manera, se analiza el problema de la salinización secundaria en relación a la fragmentación del paisaje. Se analiza la dinámica temporal a escala regional distinguiendo estaciones del año y años secos y húmedos. Para ello, se cuantifica la ET a partir de las imágenes procesadas de NOAA–AVHRR, provistas por el INTA entre los años 2003–2014, y se describe el paisaje mediante mapas de deforestación desarrollados por Vallejos *et al.* (2015).

4.2 Materiales y métodos

4.2.1 Zona de estudio y grillado

La zona de estudio incluye las planicies del Chaco Semiárido argentino dentro de las provincias de Salta, Santiago del Estero, Formosa y Chaco (Figura 1, Capítulo 1). Para el análisis con imágenes satelitales se determinó una grilla con celdas uniformes (celdas de paisaje) de un tamaño tal que incluya la heterogeneidad del paisaje en cuanto a composición y configuración (Baldi y Paruelo, 2008).

La grilla de 150.733 km² se compone de 2750 celdas, de 5480 ha (~ 7,5 x 7,5 km²) cada una. Este tamaño de celda o “ventana” permite detectar patrones a escala regional y relacionarlos con información proveniente de sensores remotos. De cada celda se obtuvieron índices que describen el paisaje y los valores de ET para cada mes y año entre 2003 y 2014 (Figura 4.1).

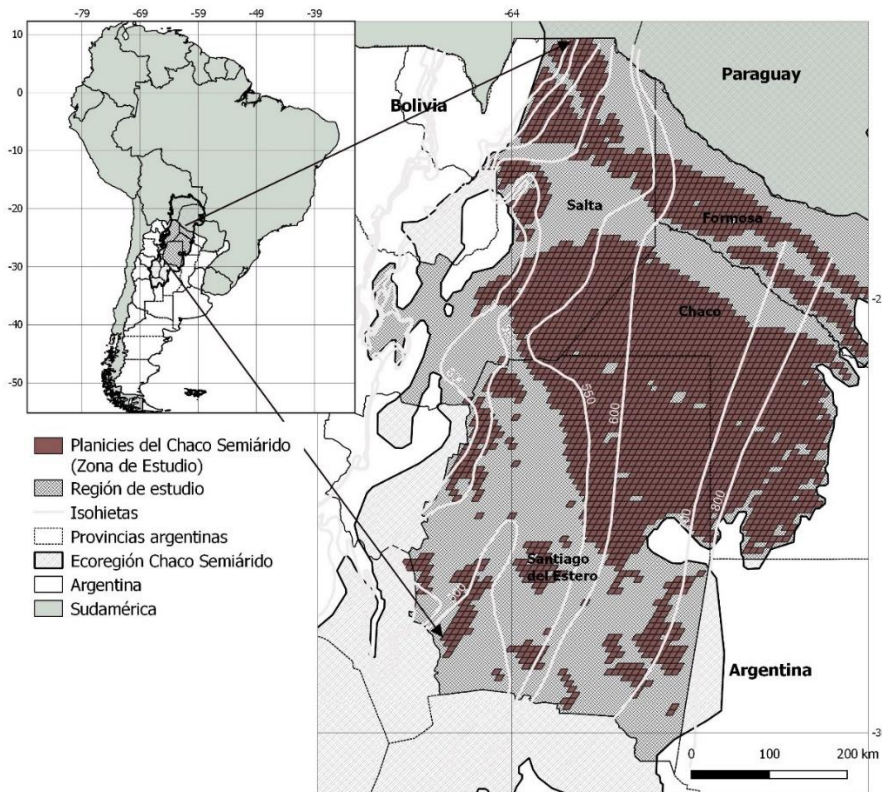


Figura 4.1: Grillado utilizado para la extracción de información de las imágenes satelitales provenientes del satélite NOAA – AVHRR. Dentro del grillado se encuentra el territorio del Chaco Semiárido con pendiente menor al 1%, libre de salinas, valles, lomas, etc según INTA, 2009. Se destacan las isohietas correspondientes a la zona de 800 a 550 mm de precipitación anual de este a oeste que pasada la isohieta de 550 mm vuelve a ascender la precipitación anual hasta los 800 mm.

4.2.2 Determinación de la evapotranspiración a partir de imágenes satelitales

Para estimar la evapotranspiración se evaluaron dos modelos: el modelo de Di Bella et al. (2000) y el modelo propuesto por las imágenes MOD16 para la obtención de los valores de la evapotranspiración por sensores remotos. El modelo elegido fue el de Di Bella et al. (2000) por arrojar mejores resultados para la región (ver resultados en el Anexo 3, apartado 1).

EL modelo de Di Bella et al. (2000) se basa, como todos los modelos para determinar la ET con información proveniente de imágenes satelitales, en la ecuación general del balance de energía (Jackson *et al.*, 1977):

$$R_n = G + H + LE$$

donde la radiación neta (R_n) es igual al flujo de calor del suelo (G) más el flujo de calor

sensible (H) de la superficie a la atmósfera y el flujo de calor latente (LE) generado este último por el cambio de estado sólido a gaseoso de las moléculas de agua que ocurre en el proceso de evapotranspiración.

El calor sensible, es decir H en la ecuación del balance de energía, se determina a partir de la diferencia entre la temperatura de la superficie y la temperatura del aire que es un estimador del calor sensible (Seguin e Iter, 1983; Jackson *et al.*, 1985; Vidal y Perrier 1989; Prince *et al.*, 1991). La temperatura del aire se obtiene de estaciones meteorológicas y la temperatura de la superficie se obtiene a partir de la información de las bandas del infrarrojo térmico³ (Jackson *et al.*, 1983; Caselles *et al.*, 1992; Di Bella *et al.*, 2000) de los sensores remotos.

Por otra parte, el IVN (Índice de Vegetación Normalizado) resulta un robusto estimador de la intercepción de la PAR (Radiación Fotosintéticamente Activa) realizada por los tejidos verdes (Tucker y Sellers 1986; Box *et al.*, 1989; Quattrochi y Pelletier 1991; Paruelo *et al.*, 1997). De tal forma, indica la proporción de las salidas de agua a través de la vegetación. Sobre la base de estas relaciones, Di Bella *et al.* (2000) calibraron un modelo derivado de la información de temperatura superficial y de IVN provista por los sensores del satélite NOAA–AVHRR para la región pampeana de Argentina.

El modelo resultante de Di Bella *et al.* (2000) es:

$$ET = 88,3439 + 1,77636 T_s + 286.406 IVN$$

donde ET es la evapotranspiración en mm y T_s es la temperatura superficial en $^{\circ}\text{C}$.

Se utilizó la información satelital proveniente del satélite NOAA-AVHRR. Éste posee una resolución espacial ($1,1 \text{ km}^2$) y temporal (diaria) adecuada para analizar un proceso a escala regional con total cobertura en ambas dimensiones. El sensor AVHRR (Advances Very High Resolution Radiometer) fue especialmente diseñado para la determinación de la temperatura de la superficie. Para obtener la temperatura superficial, la información de los sensores se corrigió atmosféricamente usando el método de “split-window” (Sobrino *et al.*, 1991, 1993).

Se obtuvieron los valores de ET ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) correspondiente a la media de la ET mensual como resultado de dividir los valores de la ET mensual ($\text{mm} \cdot 30 \text{ días}^{-1}$) por los días del mes correspondiente. La ET mensual se calculó a partir de la sumatoria de los valores de la ET máxima obtenida cada 10 días. Para los mismos píxeles se obtuvieron los valores de IVN (Di Bella *et al.*, 2000; Mavi y Tupper, 2004; Jia *et al.*, 2012; Alcaraz–Segura *et al.*, 2009).

Luego se obtuvieron los valores de ET para cada celda de paisaje. Cada celda incluye aproximadamente 7 píxeles de $1,1 \text{ km}^2$ de la escena NOAA-AVHRR, por cada mes y año. Se descartaron los píxeles que no estuvieran 90 % incluidos dentro de la celda de paisaje.

Finalmente, la base de datos obtenida incluye el valor promedio de la ET máxima diario ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$) por mes para los años 2003 a 2014, para toda la región del Chaco Semiárido

³ Todo objeto cuya temperatura se encuentre por encima del cero absoluto emite energía electromagnética en la región infrarroja térmica (3 a $14 \text{ m}\mu$) del espectro electromagnético. (Lillesand *et al.*, 2015)

de la Argentina. Los valores absolutos de la ET obtenidos de las imágenes AVHRR NOAA y los datos de temperatura se encuentran en un rango de 0 a 18 mm·día⁻¹. Si bien estos valores representan la heterogeneidad espacial, los valores absolutos no coinciden con las capacidades fisiológicas evapotranspirativas de un cultivo o de un monte (Briant *et al.*, 2010; Noconjuntoto *et al.*, 2005; Spescha *et al.*, 2008). Por este motivo, los valores diarios de la ET se relativizaron en función del valor del percentil 95 de la ET obtenido para toda la serie de datos. Se obtuvieron entonces valores de Evapotranspiración Relativa (ET rel) comprendidos entre un rango de 0 y 100. Los valores cercanos a 100 representan la máxima ET observada en una celda de paisaje, para la región de estudio. Los valores cercanos a 0 representan la mínima capacidad evapotranspirativa para una celda de paisaje en la región. Los índices de paisaje (apartado 4.2.3) fueron relativizados en función del valor máximo obtenido para cada uno. De esta manera, el rango de cada variable oscila entre el 0 y 100, lo que permite ver las relaciones de cada uno con la ET, independientemente del rango absoluto de cada uno de ellos.

La base de datos final para el análisis de relaciones entre la configuración del paisaje y la ET se conformó con la grilla (Figura 4.1) en donde para cada celda se indicaba valores de índices de paisaje y un valor de ETrel para cada mes y año.

4.2.3 Análisis de paisaje

El análisis de paisaje se realizó determinando dos tipos de usos de suelo, monte y desmonte. No se identificaron clases dentro de estas dos coberturas. La delimitación de los desmontes desde el año 1976 hasta el 2014 se obtuvo de uno de los productos del proyecto ProReNOA del INTA Salta que describe la historia de los lotes desmontados entre los años 1976 y 2008 en el NOA (Volante *et al.*, 2005 y 2011; Vallejos *et al.*, 2015). A su vez, el LART (Laboratorio de Análisis Regional) junto con la REDAF (Red Agroforestal) y el INTA de Salta continuaron trabajando sobre esa base de datos y actualizando la información hasta la actualidad. Para esta base de información de área desmontada, se utilizan imágenes satelitales provenientes del sensor Landsat para observar los cambios en el uso de la tierra entre años y crear la segmentación de los desmontes. En esta tesis se analizaron cuatro períodos de expansión hasta el año 2000 (1976–86; 1986–96; 1996–2000) y, anualmente, desde el año 2000 hasta el 2014. La segmentación de desmontes es una base de datos georreferenciada; por lo tanto, con herramientas de SIG, es posible cruzarla con los valores de ET obtenidos de las imágenes NOAA-AVHRR.

4.2.3.1 Obtención de índices de paisaje

Para cuantificar la superficie y estructura de la matriz boscosa y su evolución entre los años 1976 y 2014, se superpuso la segmentación de desmontes sobre el grillado con las celdas de paisaje. Para cada una de las celdas se extrajo información sobre el número de parches de monte⁴, la superficie de cada uno y el perímetro total. El número de parches

⁴ Teniendo en cuenta que se trabajó sobre los datos de una matriz de paisaje (matriz de bosque) en la que se generan incisiones de otras coberturas, el concepto de “parche” responde a un sentido inverso al que, habitualmente, se utiliza en el análisis de paisaje (Troll, 2003). En este caso un parche representa una

(NumP) resulta sensible a la presencia de cortinas o islotes de montes, ya que estos son cuantificados como parches. Por el contrario, no es sensible a parches que sean muy irregulares; es decir, si la matriz fue subdividida, pero mantiene franjas conectoras de bosques, el conjunto será considerado un solo parche de forma muy irregular.

El procedimiento para la obtención de índices se repitió para cada uno de los años. Con esta información base se calcularon ocho índices de paisaje (Cuadro 4.1) utilizados habitualmente para caracterizar patrones de paisaje y fragmentación (Baldi, 2007).

Cuadro 4.1: Índices de paisaje obtenidos para el análisis de la fragmentación de los bosques de las Planicies del Chaco Semiárido.

Índice de paisaje	
Porcentaje de paisaje	PPAI
Número de Parches	NumP
Tamaño Medio de Parche	TMP
Densidad de Borde	Dbor
Borde Medio de Parche	BMP
Índice de Forma Media Ponderada por Área	IFMP
Media Ponderada por Área de la Relación Perímetro-Área	RPAP
Tamaño Efectivo de Malla	TEMA

Se detallan a continuación las fórmulas de cada índice calculado (Baldi, 2007), donde:

A_i = área de cada parche,

A_{pi} = área original de cada parche, previo a la intersección con la grilla,

A_t = área total de la unidad de paisaje,

P_i = perímetro de cada parche,

P_{pi} = perímetro original de cada parche, previo a la intersección con la grilla,

n = número de parches.

Porcentaje del Paisaje - PPAI (%): Porcentaje de monte sobre el área total de la unidad de paisaje (cada celda de la grilla).

$$PPAI = 100 \frac{\sum_{i=1}^n A_i}{A_t}$$

Número de Parches - NumP (parches): Número total de parches de monte.

$$NumP = n$$

Tamaño Medio del Parche - TMP (hectárea): Tamaño medio de los parches de monte en una unidad de paisaje. El valor por el que se multiplica la relación permite pasar de metros² a hectáreas.

$$TMP = \frac{\sum_{i=1}^n A_i}{n} * \frac{1}{10.000}$$

Densidad de Borde - Dbor (1/metro): Cantidad de borde de monte relativo a una unidad

porción de la matriz que no ha sido dividido o interrumpido por caminos, rutas o desmontes. Como el grillado sobre la zona de estudio, de por sí, evita cuerpos de agua y ciudades, los únicos accidentes que pueden diseccionar la matriz son los antes mencionados.

de paisaje.

$$D_{bor} = \frac{1}{A_t} * \sum_{i=1}^n P_i$$

Borde Medio de Parche - BMP (metros/parche): Cantidad media de borde por parche de monte.

$$BMP = \frac{1}{NumP} * \sum_{i=1}^n P_i$$

Índice de Forma Media Ponderada por Área- IFMP (adimensional): Índice que describe la complejidad del parche respecto a una forma circular perfecta. IFOR = 1 cuando el parche es circular e incrementa su valor a medida que la forma es más irregular. Se pondera luego, para cada parche, el valor de este índice por la superficie que ocupa dicho parche en la unidad de paisaje. Posteriormente se calcula la media de todos los valores de la relación para cada unidad de paisaje.

$$IFMP = \frac{\sum_{j=1}^n \left(\frac{P_{pi}}{2 * \sqrt{\pi * A_{pi}}} * \frac{A_i}{A_t} \right)}{n}$$

Media de la Relación Perímetro-Área Ponderada por Área - RPAP (metros/hectárea): Índice que describe la complejidad del parche. La relación perímetro/área de los parches originales se ponderan por la superficie que ocupa el parche dentro de la unidad de paisaje.

$$RPAP = \frac{\sum_{j=1}^n \left(\frac{P_{pi}}{A_{pi}} * \frac{A_i}{A_t} \right)}{n}$$

Tamaño Efectivo de Malla - TEMA (km²): considera simultáneamente el tamaño de los parches de monte y el nivel de disección del paisaje. A su vez es poco sensible a la inclusión u omisión de pequeños parches. Refleja la fragmentación general del paisaje e y tiene una respuesta de tipo monotonica a través de las distintas fases de fragmentación (a mayor tamaño efectivo de malla, menor es la fragmentación) (Jaeger, 2000, Baldi, 2007). Es decir que representa la probabilidad de que dos puntos elegidos al azar resulten en el mismo parche de paisaje.

$$TEMA = \frac{\sum_{j=1}^n (A_i)^2}{A_t}$$

4.2.4 Determinación de años húmedos y secos e intervalos de precipitación

A los fines de segmentar el análisis temporal en función de la disponibilidad de agua, se identificaron años húmedos y secos. Se determinaron cuatro clases: muy secos, secos, húmedos y muy húmedos. Los valores de precipitación se obtuvieron para cada celda de

paisaje a partir de imágenes de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) que proveen buenas estimaciones para esta región (Tapiador *et al.*, 2012). Se estableció el valor promedio del total de precipitaciones para cada año desde 2003 hasta 2014 para toda la región como guía para la clasificación. El criterio de clasificación se detalla en el cuadro 4.2.

Cuadro 4.2: Clasificación de años secos y húmedos en las Planicies del Chaco Semiárido, período 2003 – 2014.

Clasificación de años según las precipitaciones 2003 - 2014	
Promedio total de precipitaciones 2003 - 2014	PTP = 844 mm
Años muy secos:	Promedio anual más de 100 mm por debajo del PTP
Años secos	Promedio anual hasta 100 mm por debajo de PTP
Años húmedos	Promedio anual hasta 100 mm sobre PTP
Años muy húmedos	Promedio anual más de 100 mm sobre el PTP

Las líneas de las isohietas se obtuvieron del mapa “*Isohietas anuales del NOA*” proporcionado por el INTA, 2012. Las mismas identifican los intervalos de 550, 600 y 800 mm (Figura 4.1).

4.2.5 Análisis de datos

Los datos de evapotranspiración (ET) obtenidos con el modelo propuesto por Di Bella *et al.* (2000), a partir de los registros de temperatura superficial y del IVN de las imágenes AVHR NOAA, se ordenaron en una base de datos donde cada celda de paisaje tiene un valor de ETrel (Evapotranspiración relativa) por mes y por año. (~ 280.000 ETrel) y ocho valores correspondientes a cada uno de los descriptores del paisaje propuestos por año.

Se ajustaron modelos estadísticos en donde los valores de ETrel fueron la variable dependiente y los índices de paisaje, las independientes. Se incorporaron como factores aleatorios el año, la estación, la ubicación geográfica en función de los intervalos de precipitación y la identificación de la celda de paisaje (Figura 4.2).

La primera aproximación se realizó a través de un modelo aditivo generalizado (GAM) (Zuur *et al.*, 2009), en donde la ETrel era la variable dependiente y cada una de las métricas de paisaje, las variables predictoras. Esta aproximación se realizó con todo el set de datos. Estos modelos ofrecen un marco de referencia apropiado para extender modelos lineales y permiten la inclusión de relaciones no lineales para cada variable predictora manteniendo la aditividad. Partiendo de un modelo de regresión lineal múltiple con p predictores:

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \dots + \beta_p x_{ip} + \epsilon_i \quad y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \dots + \beta_p x_{ip} + \epsilon_i$$

se pueden incorporar relaciones no lineales entre los predictores y la variable respuesta reemplazando cada componente lineal $\beta_j x_{ij}$ por una función no lineal $f_j(x_{ij})$ (James *et al.*, 2013). El resultado es un modelo aditivo en el que se calcula una función no lineal f_j separada para cada predictor x_j y luego se suman todas sus contribuciones. Para este análisis se tuvieron en cuenta solo las funciones no lineales separadas para cada predictora, en este caso cada métrica del paisaje. A su vez, la estructura de bloques característica de los GAM permite aplicar las diferentes técnicas de ajuste no lineales a cada uno de los predictores. La aditividad de los modelos GAM permite analizar la

influencia de cada predictor sobre la variable respuesta de forma individual (James *et al.*, 2013; Zuur *et al.*, 2009). De esta manera, se obtuvo una aproximación del comportamiento de cada uno de los índices de paisaje sobre la ET.

Los modelos obtenidos a través de GAM no arrojaron relaciones significativas hasta que se separaron los datos por estaciones (otoño, primavera, verano e invierno). En el modelo GAM propuesto para cada estación, que se describe en el Anexo 3, se analizaron la ETrel en función de todos los índices de paisaje, se incluyeron los intervalos de precipitación y los años como factores, y se agregó una estructura para la correlación temporal. El método utilizado fue el de “smoothing splines” (Zuur *et al.*, 2009). El análisis se realizó con el paquete “mgcv” en R (Wood 2011; Zuur *et al.*, 2009).

Con los resultados del GAM se determinó la segmentación de datos por estaciones y por años, y se eligieron las métricas de paisaje con relaciones lineales con la ETrel. De esta manera se aseguró la distribución normal de la variable ETrel y la relación lineal con las predictoras. Las variables descriptoras de paisaje seleccionadas se analizaron a través del método generalizado de mínimos cuadrados (Generalized least squares, GLS). Esta técnica permite estimar los parámetros desconocidos en un modelo de regresión lineal cuando hay heterogeneidad en la varianza. En el caso de la ET en las planicies del Chaco Semiárido, encontramos heterogeneidad de varianzas en los distintos intervalos de precipitación y años. A su vez, las mediciones de la ET tienen una estructura de correlación temporal. La técnica de GLS permite modelar tanto la heterogeneidad como la autocorrelación a través de estructuras de covarianza dentro del modelo. Se probaron diferentes estructuras y modelos de varianza para los datos hasta obtener una estructura de errores independientes.

En los análisis a través del método GLS se estudiaron las métricas seleccionadas a partir de los análisis hechos con el método GAM incorporando un término que analice la interacción de las variables descriptoras del paisaje. Así se probaron distintas combinaciones de métricas como descriptoras de la ETrel, analizando el efecto de cada una en combinación con otra métrica descriptora. El análisis de la interacción de las métricas se debe a que éstas tienen por sí mismas un bajo potencial como instrumentos de descripción de los patrones y la estructura del paisaje, ya que presentan una respuesta no lineal respecto a lo que se busca entender (Jaeger, 2000; Gergel y Turner, 2002). Por ejemplo, el número de parches de una determinada cobertura no indica el tamaño del parche. De la misma manera, los índices con medidas promedio pueden estar constituidos por una infinidad de combinaciones dentro de la celda (por ejemplo, tamaño medio del parche). Ningún índice en particular puede capturar la totalidad de la complejidad del arreglo espacial de los parches y, por lo tanto, es necesario trabajar, al menos, con dos (Dale *et al.*, 1995; Riitters *et al.*, 1995) y analizar su interacción.

Construcción de un modelo para predecir ET en función de descriptores del paisaje

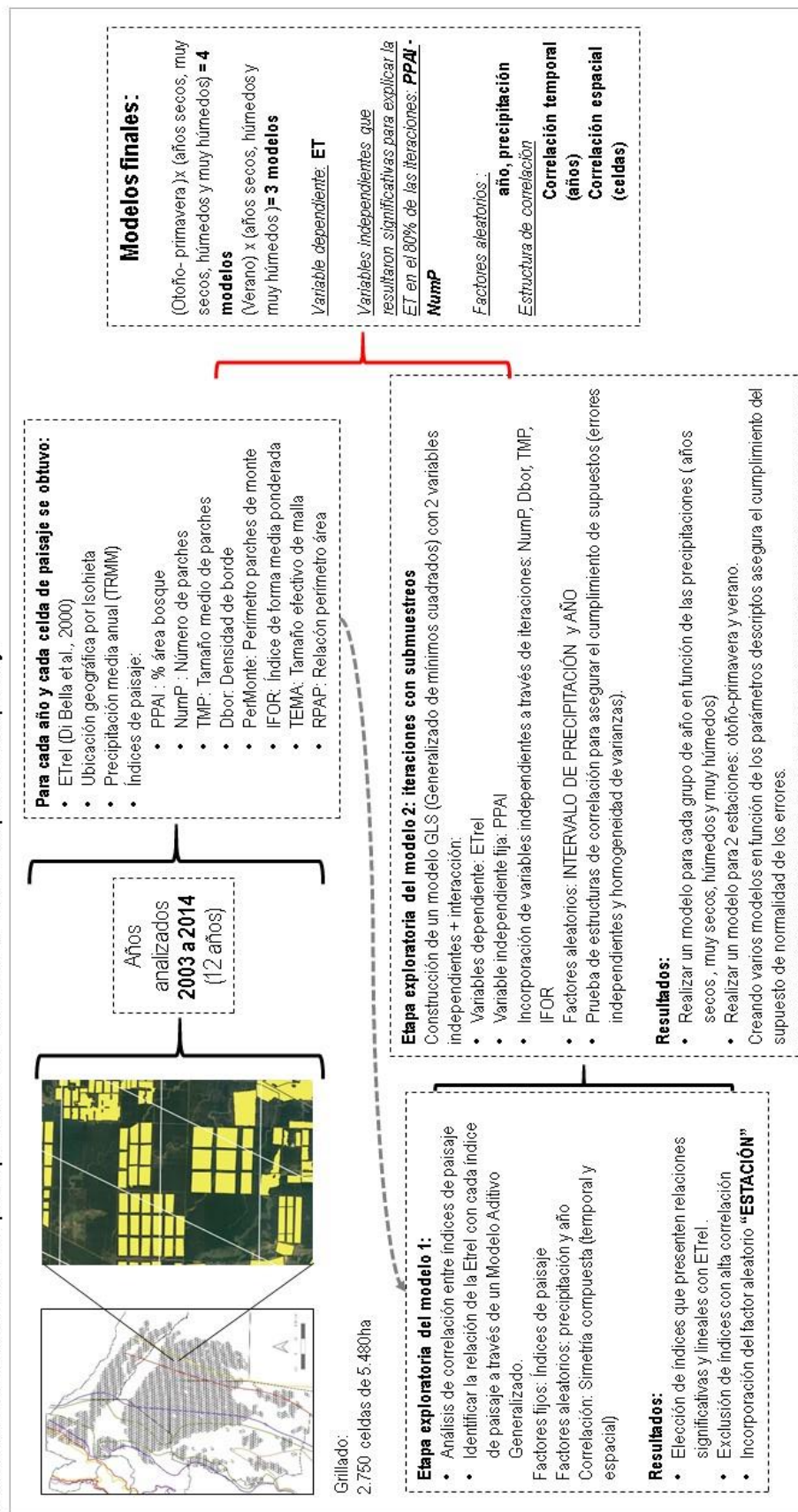


Figura 4.2: Síntesis de los insumos y pasos realizados para la obtención de un modelo predictor de ET en función de la estructura del paisaje en Chaco Semiárido.

Los modelos GLS se aplicaron a submuestreos del conjunto de datos (278.000 valores de ETrel), en tanto cualquier regresión resulta significativa cuando n es muy grande. El submuestreo se realizó extrayendo aleatoriamente 20 observaciones de ETrel para cada intervalo de precipitación por mes y por año. El tamaño del submuestreo varió en función de la cantidad de años aplicada al conjunto de datos analizados (cantidad de años secos, muy secos, húmedos y muy húmedos), que mostraron una variación entre 1000 y 1500 observaciones para los años muy secos a húmedos y 540 observaciones para el año 2014 (muy húmedo). Los modelos para cada período (años secos/húmedos) se corrieron hasta 100 veces, con un submuestreo aleatorio para cada una de las corridas. Se obtuvieron, así, los coeficientes de los modelos con sus correspondientes desvíos estándar. De las 100 iteraciones se consideraron los 50 resultados con los valores de AIC más bajos (Zuur *et al.*, 2009). El AIC (Akaike Information Criteria) es una medida de la bondad de ajuste del modelo y de su complejidad. La representación gráfica de la regresión lineal múltiple (Figuras 4.4 y 4.5) corresponde a una de las iteraciones con mejor AIC.

Para el análisis de la correlación entre las variables predictoras de la ET dentro del modelo de regresión múltiple propuesto, se analizaron los valores de los VIF (*Variance inflation factors*) que miden la relación de varianza en modelos de regresión múltiple con la varianza de un modelo con una sola variable predictora. Este análisis se realiza después de haber estimado el modelo predictivo y cuantifica la gravedad de la multicolinealidad en un análisis de regresión por mínimos cuadrados ordinarios. El mismo, proporciona un índice que mide cuánto se incrementa la varianza (el cuadrado del desvío estándar) de un coeficiente de regresión estimado debido a la colinealidad.

$$VIF_i = \frac{1}{1 - R_i^2}$$

donde R_i^2 es el coeficiente de determinación que se obtiene x_i es regresora sobre el resto de las variables independientes. Si R_i^2 es igual a 0, entonces el índice VIF será 1. Si R_i^2 se acerca a 1, entonces VIF_i tenderá a infinito. Algunos autores (Chen y Rothschild 2010; Dohoo *et al.*, 1997; Lin, 2008, Marquardt, 1980) discuten sobre los valores de corte del VIF para determinar multicolinealidad o no. La discusión está en torno a valores superiores a 2 o superiores a 10. En este trabajo tomamos el valor límite 2 para el VIF, para establecer presencia de colinealidad entre variables.

El ajuste del modelo final propuesto es el resultado de un proceso iterativo donde cada modelo ajustado fue evaluado a través de su significancia estadística, la correcta distribución de los residuos y un grado de parsimonia en su complejidad para que resultara sencilla su comprensión y comunicación. En esta tesis no se describirán los modelos desarrollados que fueron descartados, dado que no fue su objetivo. Una síntesis de los pasos seguidos para la obtención de los modelos finales se describe en la figura 4.2.

4.3 Resultados

4.3.1 Índices de paisaje

El paisaje de la zona de estudio se modificó a lo largo del tiempo con mayor intensidad desde sus límites este y oeste hacia el centro (Anexo 3, Figuras A 3.1). Las

modificaciones se iniciaron en el suroeste de la provincia del Chaco y, primero, avanzaron hacia el norte de la provincia (1976-1986) y, luego, hacia el oeste sobre la provincia de Santiago del Estero (1996–2014). En los mismos períodos, pero con menor extensión, avanzó la modificación del paisaje desde la zona oeste (provincias de Salta y Santiago del Estero). En el Anexo 3, Figuras A3.1 se esquematiza la evolución de los índices de paisaje PPAI, NumP, TEMA, BMP, IFMP, RPAP, TMP. Y DBor, sobre el territorio. En el mismo Anexo, se presenta un análisis de los valores obtenidos para la región de estudio.

El análisis de correlación entre cada uno de los índices indica que el Porcentaje de Área de Monte (PPAI) se encuentra positivamente correlacionado con el Tamaño Medio de Malla Efectiva (TEMA) y con el Tamaño Medio de Parche (TMP) (corr Pearson 0,98 y 0,88 respectivamente). Los índices IFMP y RPAPA (Índice de Forma Media Ponderada y Relación Perímetro Área) presentan una correlación positiva de 0,94. Los índices Densidad de Borde (Dbor) y Perímetro de Monte presentan una correlación perfecta igual a 1.

4.3.2 Valores de evapotranspiración y precipitación

Los valores promedio máximos de ETrel, se observan entre los meses de diciembre y marzo correspondientes a la estación húmeda estival (76,9 a 80,5 ETrel). Los valores promedio mínimos corresponden a los meses comprendidos entre junio y septiembre (33,6 a 38 ETrel) (Cuadro 4.3). Del análisis estacional de los valores de ETrel surge que los valores promedio disminuyen en el período otoño-invierno y aumentan hacia el período primavera-verano.

Los valores promedio anuales de ETrel se detallan en el cuadro 4.4 junto con los valores promedio del porcentaje de área de bosque. Ambas variables disminuyen en el período analizado. La relación lineal observada es $ETrel = 1,17 PPAI - 31,2$; $r^2: 0,42$ (valor $p < 0,0001$). Esta relación se vuelve más robusta si se analiza el período 2006–2014, es decir descartando los primeros años secos (2003-2005). La relación resulta: $ETrel = 2,7 PPAI - 143,25$; $r^2: 0,88$; valor $p < 0,0001$.

En el caso de las precipitaciones medidas con TRMM (Cuadro 4.5), los valores del promedio anual variaron entre 680 y 933 mm, a excepción de 2014, cuyo valor promedio fue de 1016 mm anuales. Estos resultados están en concordancia con los valores obtenidos del registro de anomalías para toda la región del NOA (INTA, 2016), en el cual, entre el año 2003 y 2013, se registraron anomalías por debajo del promedio en toda la región, mientras que en 2014 se registraron una anomalía superior a la media. Cuadro 4.5: Valores promedio anual (período 2003- 2014), de precipitación ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$), obtenidos a partir de imágenes TRMM para cada uno de los años analizados. La diferencia de la media respecto al promedio total se utilizó para clasificar los años en función de la precipitación en torno a este valor medio.

Cuadro 4.3: Valores promedio mensual (período 2003- 2014), máximos y mínimos de Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel), obtenidos a partir de datos de temperatura superficial e Índice de Vegetación Verde Normalizado (IVN) de los sensores del satélite AVHRR NOAA y relativizados en función del valor del percentil 95 observado.

<i>Mes</i>	<i>Promedio (ETrel)</i>	<i>Max (ETrel)</i>	<i>Min (ETrel)</i>
Enero	78,62	100,00	14,12
Febrero	80,54	100,00	4,27
Marzo	77,32	100,00	12,66
Abril	65,69	100,00	2,47
Mayo	53,93	100,00	8,99
Junio	38,07	95,03	0,00
Julio	34,28	82,96	0,73
Agosto	33,04	100,00	2,63
Septiembre	33,62	86,77	5,11
Octubre	47,86	100,00	0,93
Noviembre	67,97	100,00	4,94
Diciembre	76,92	100,00	10,15

Cuadro 4.4: Valores promedio anual (período 2003- 2014), máximos y mínimos de Evapotranspiración Relativa Diaria (ETrel), obtenidos a partir de imágenes y datos de temperatura superficial e índice de vegetación verde normalizado de los sensores del satélite AVHR NOAA y relativizados en función del valor del percentil 95 observado.

<i>Año</i>	<i>Promedio (ETrel)</i>	<i>Max (ETrel)</i>	<i>Min (ETrel)</i>	<i>Promedio % de monte</i>
2003	55,34	100,00	0,15	82,90
2004	63,96	100,00	8,23	80,79
2005	59,93	100,00	4,01	79,64
2006	66,81	100,00	0,93	78,77
2007	67,88	100,00	11,68	76,90
2008	64,67	100,00	4,51	75,49
2009	59,11	100,00	5,11	74,62
2010	54,86	100,00	6,12	73,54
2011	49,70	100,00	1,62	72,27
2012	53,20	100,00	1,54	71,44
2013	44,84	100,00	0,73	70,78
2014	48,24	100,00	-0,01	70,02

<i>Año</i>	<i>Promedio (mm.año⁻¹)</i>	<i>Diferencia de la media</i>	<i>Clasificación</i>
2003	862,6	19,0	Seco
2004	825,0	-18,6	Seco
2005	748,5	-95,1	Muy seco
2006	933,0	89,4	Húmedo
2007	894,5	51,0	Húmedo
2008	908,5	64,9	Húmedo
2009	834,0	-9,6	Seco
2010	816,6	-27,0	Seco
2011	901,4	57,8	Húmedo
2012	702,0	-141,6	Muy seco
2013	680,5	-163,1	Muy seco
2014	1016,3	172,7	Muy Húmedo
<i>Promedio Total</i>	843,6		

4.3.3 La dinámica de la evapotranspiración en función al diseño del paisaje.

Los resultados de la etapa exploratoria, realizados a través de un GAM (Generalized additive model, Zuur *et al.*, 2009) se resumen a continuación (Figura 4.3):

El análisis de la distribución de la ETrel resultó normal para las estaciones de verano, primavera y otoño. En invierno, la distribución de la variable debió ser transformada mediante el logaritmo natural para alcanzar una distribución normal (Zuur *et al.*, 2009).

La ETrel responde de manera lineal y positiva al porcentaje de área de bosque (PPAI) en todos los años, en la temporada correspondiente a la primavera y al otoño, esta relación resulta significativa en un 97 % de iteraciones. En el caso de los meses correspondientes al verano, en el 82 % de las iteraciones, la respuesta fue lineal pero negativa (a mayor área de bosque menor ETrel) y en un 78 % de estas iteraciones esta relación resultó significativa. En invierno la respuesta de la ET al PPAI no resultó significativa en el ~85% de las iteraciones.

En todas las estaciones analizadas, la significancia de los índices NumP, BMP, TMP, DBor, IFMP y RPAP para explicar los valores de ET relativos variaba en cada iteración, ninguno de estos índices alcanza significancia en más del ~50% de las iteraciones.

En la respuesta de ET en función del PPAI, las bandas de confianza (95 %) se mantuvieron constantes en torno a la línea suavizada (Figura 4.3). En general, las bandas del 95 % de confianza se alejaron de la línea suavizada y generaron un dibujo de forma cónica, lo que indicaba que, en un rango de los índices de paisaje, la ET tenía una respuesta menos variable; luego, la respuesta de la ET se volvía más variable en torno a la media. Esto se debe a que los índices de paisaje son medidas que, de manera individual, solo describen una parte de la estructura del paisaje. Por ejemplo, un parche puede ser tanto el 100 % del área de la unidad de paisaje como tan solo el 5 %. A medida que aumenta el número de parches, su tamaño tiende a reducirse, situaciones en las que la respuesta de la ET es menos variable.

En todos los análisis, la varianza asociada al factor de los intervalos de precipitación (ubicación espacial de cada celda de paisaje en función de la precipitación promedio histórica) fue diferente para cada uno de los niveles, y el intervalo de precipitaciones “baja” resultó ser la de mayor varianza respecto a la “media” y “alta”.

A partir de los resultados obtenidos en los GAM (Figura 4.3), se diagramaron dos conjuntos de datos para la construcción del modelo de regresión múltiple (GLS): uno correspondiente a los meses de primavera-otoño y otro para los meses de verano. Los meses correspondientes a la temporada invernal fueron descartados del análisis debido a la falta de significancia obtenida a partir de los análisis hechos con el modelo GAM. Los meses de verano se trataron de manera separada de los de primavera y otoño, ya que, en ellos, el PPAI explicó la respuesta de la ET de manera inversa a los meses de otoño y primavera. Asimismo, en verano, la respuesta de los índices descriptores del paisaje para explicar los valores de la ET tuvieron menor porcentaje de significancia (<35 %) respecto de los obtenidos en los meses de otoño y primavera (< 60 %). Las iteraciones se realizaron combinando cada índice de paisaje analizado junto con el Porcentaje de Área de Monte (PPAI) que demostró ser la variable que mejor explica los niveles de evapotranspiración del sistema en estudio.

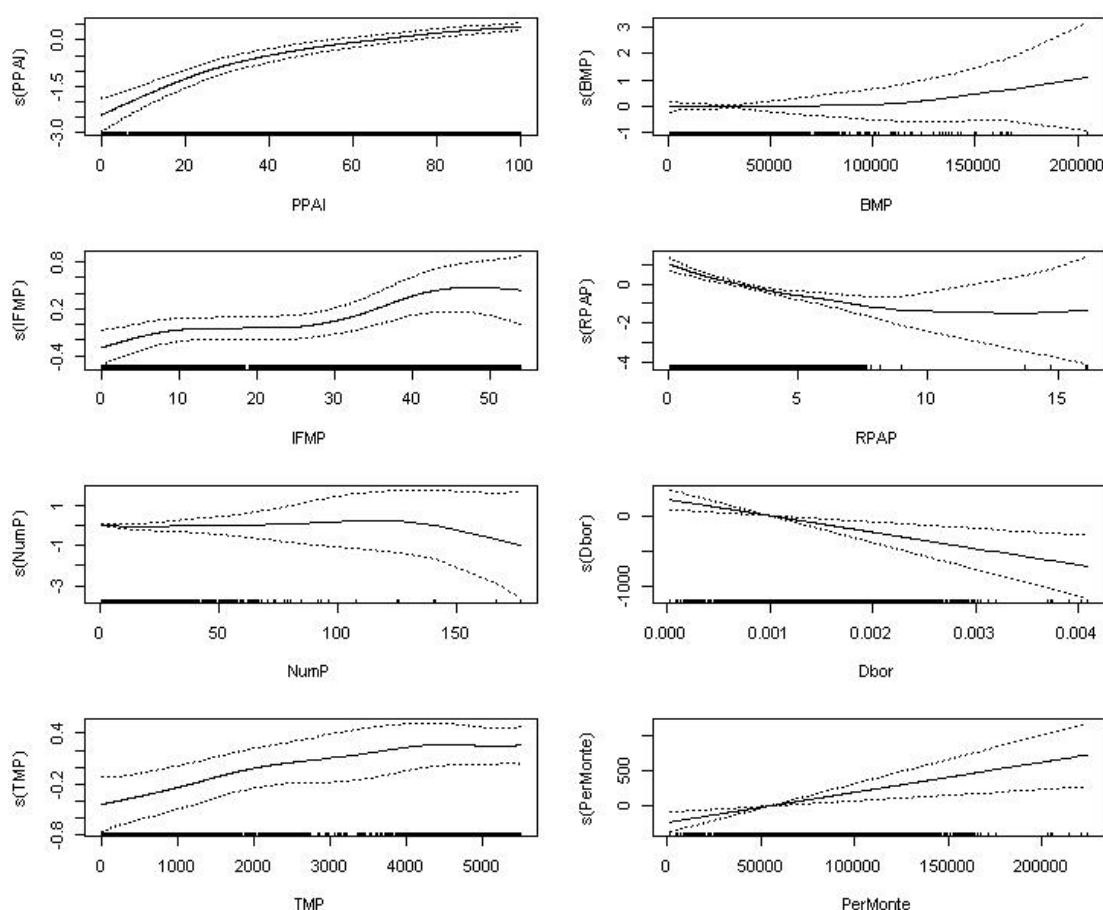


Figura 4.3: Curvas suavizadas (línea llena) obtenidas por el análisis GAM para la temporada otoño y primavera. Los gráficos representan la relación entre la evapotranspiración y cada uno de los índices de paisaje analizados (Cuadro 4.1). Las líneas de puntos representan las bandas del 95% de confianza. El modelo se aplicó a el conjunto completo de datos (~277.475 valores de evapotranspiración).

Los resultados del modelo que analiza el PPAI en relación con otros descriptores del paisaje para explicar valores de evapotranspiración (Cuadro 4.6) indican que:

La interacción entre el Número de Parches de Monte (NumP) y el Porcentaje de Área de Monte (PPAI) resultó significativa para explicar la ET en el 93 % de las iteraciones. El PPAI resultó significativo en el 85,5 % de las iteraciones y el NumP en el 80 % de ellas. En los modelos correspondientes a otoño-primavera, el PPAI fue significativo en el 85 % de las iteraciones. En relación con estos modelos, se destaca que el PPAI fue 100 % significativo para explicar la ET en todos los años menos en el 2014 (23 % de iteraciones donde PPAI explica los valores de ET), año cuyas precipitaciones estuvieron muy por encima de la media de la región en el período de estudio (Cuadro 4.5). En otoño-primavera, el NumP resultó significativo en el 92 % de las iteraciones. En los modelos correspondientes a la estación estival, el PPAI resultó significativo para explicar las variaciones de la ETrel en el 86 % de las iteraciones y el NumP, en el 75 % de ellas.

En los modelos que relacionan PPAI con NumP en los años “muy secos” la interacción PPAI * NumP no resultó significativa (solo en el 27 % de las iteraciones)

correspondientes a la época estival. En esa situación, de año seco y verano, ninguna de las variables analizadas pudo explicar la ET en más de un 30 % de las iteraciones.

La variable TEMA y RPAP resultaron significativas con el porcentaje del área de monte para explicar la ETrel, pero tanto los valores de correlación de Pearson como el índice VIF resultaron muy altos (0,98 y 10,8, respectivamente, para TEMA; 0,78 y 12,1, respectivamente, para RPAP), lo cual indica que estos índices están categóricamente determinados por el PPAI. Por otra parte, estos dos índices resultan más complejos para su cuantificación y, en consecuencia, no cumplen con la condición de parsimonia esperada para la comunicación de los resultados.

Los modelos que relacionan el PPAI con la variable de Perímetro de Monte (PerMonte) no resultaron significativos (<40 % de las iteraciones).

Los índices Borde Medio de Parche de Monte (BMP) y Tamaño Medio de Parche de Monte (TMP), en ningún caso, resultaron significativos para predecir la ET en los modelos propuestos.

Para el modelo final propuesto (Figura 4.2) se utilizó el Número de Parches de Área de Monte (NumP) que, en interacción con el porcentaje de área de bosque (PPAI), resultó significativa ($p < 0,05$) en la mayor cantidad de iteraciones de los modelos de regresión lineal múltiple para explicar las variaciones en las unidades de ET. Los parámetros resultantes del modelo corresponden al promedio de las iteraciones para cada submuestreo en donde resultaron significativos ($p < 0,05$) (Cuadro 4.6). Los demás descriptores del paisaje no mostraron respuestas robustas para explicar la ET junto con el PPAI: en ningún caso, superaron el 40 % de iteraciones significativas, a excepción de los índices de Tamaño de Malla Efectiva (TEMA) y Relación Perímetro Área (RPAP) que, como se explicó más arriba, resultaron estrechamente correlacionados con la variable PPAI. La estructura de correlación para los errores del modelo que dio mejor resultado en los residuos analizados fue una estructura de Correlación Simetría Compuesta (Zuur *et al.*, 2009).

El modelo resultante que mejor explica la ETrel a partir de las métricas descriptoras del paisaje se describe a continuación:

$$ETrel = b_0 + b_1 \cdot PPAI + b_2 \cdot NumP + b_3 \cdot PPAI \cdot NumP$$

donde b_0 corresponde a la ordenada de origen, es decir la ETrel cuando el PPAI y el NumP son iguales a 0, los coeficientes b_1 , b_2 y b_3 determinan el sentido y la magnitud con las que el PPAI, NumP y la interacción entre ambas variables, modifica la ETrel. En el anexo 3 se describe el modelo en nomenclatura matricial junto con la correlación temporal y espacial considerados en el mismo.

El coeficiente b_1 , que multiplica el PPAI en los modelos propuestos (Cuadro 4.6), resultó negativo en todos los modelos correspondientes a los meses de verano y en los modelos para los años clasificados como “muy húmedos” en las estaciones de otoño-primavera. A su vez, en los años muy húmedos, en otoño y primavera, el coeficiente b_1 resultó poco significativo para explicar la ET (Cuadro 4.6). Estos resultados remiten a los análisis exploratorios con los modelos GAM, en los cuales, en los meses de verano, el PPAI resultaba menos significativo, probablemente, debido a la alta PPNA de los

cultivos/pasturas y, por ende, a sus valores elevados de ET.

El coeficiente $b2$ que multiplica a los valores de NumP, en todos los casos, resulta negativo y varía entre -0,46 y -0,075. Es decir que, a mayor Número de Parches, disminuye la ET.

Los valores de $b3$ que multiplican tanto a PPAI como a NumP, es decir, el término que representa la interacción entre las dos variables independientes, en todos los casos, son positivos con valores del orden de 0,003 a 0,015 n*%; por lo tanto, la interacción entre ambas variables incide positivamente en los valores de ET.

Cuadro 4.6: Valores de los coeficientes de los modelos propuestos para determinar Evapotranspiración Relativa (ETrel) en función del porcentaje de área de bosque (PPAI) y el número de parches de bosque (NumP) de cada celda de paisaje (5.400 ha). El coeficiente $b0$ corresponde a la intersección con el eje 0, el coeficiente $b1$ multiplica PPAI (Porcentaje de monte); $b2$ multiplica al NumP (Número de parches) y el coeficiente $b3$ representa el valor de la interacción multiplicando tanto a PPAI como al NumP. La columna *valores p* representa el número de iteraciones en las que el parámetro resultó significativo. Se establece que las variables tienen un grado de correlación significativo cuando el índice V.I.F es mayor que 2.

Modelo correspondiente a las estaciones OTOÑO y PRIMAVERA

Modelo	$b0$ <i>ETrel</i>	$DS(b0)$	$b1$ %	$DS(b1)$	<i>valor p</i> < 0,05	$b2$ <i>n</i>	$DS(b2)$	<i>valor p</i> < 0,05	$b3$ <i>n.%</i>	$DS(b3)$	<i>valor p</i> < 0,05	V.I.F.	<i>DS</i>
2003 - 2014	49,27	0,55	0,111	0,005	100%	-0,165	0,03	100%	0,008	0,001	100%	1,23	0,01
años muy secos	-9,45	* 17,04	0,168	0,008	100%	-0,100	0,03	75%	0,005	0,001	98%	1,18	0,03
años secos	9,82	10,01	0,128	0,011	100%	-0,136	0,02	89%	0,005	0,001	98%	1,27	0,03
años húmedos	55,92	0,63	0,112	0,006	100%	-0,157	0,04	100%	0,007	0,001	100%	1,20	0,01
años muy húmedos	46,48	2,28	-0,029	0,008	23%	-0,461	0,02	100%	0,015	0,001	100%	1,13	0,04
Promedio	30,41	6,10	0,098	0,007		-0,204	0,03		0,008	0,001	99%	1,20	0,05

Modelo correspondiente a la estación VERANO

Modelo	$b0$ <i>ETrel</i>	$DS(b0)$	$b1$ %	$DS(b1)$	<i>valor p</i> < 0,05	$b2$ <i>n</i>	$DS(b2)$	<i>valor p</i> < 0,05	$b3$ <i>n.%</i>	$DS(b3)$	<i>valor p</i> < 0,05	V.I.F.	<i>DS</i>
2003 - 2014	87,07	0,90	-0,090	0,012	100%	-0,125	0,03	98%	0,003	0,001	100%	1,25	0,01
años muy secos **					29%			2%			27%	1,15	0,02
años secos	88,88	2,82	-0,086	0,007	100%	-0,130	0,04	90%	0,004	0,001	90%	1,17	0,04
años húmedos	93,28	1,07	-0,106	0,013	100%	-0,187	0,08	95%	0,005	0,002	98%	1,20	0,01
años muy húmedos	64,57	4,72	-0,130	0,017	100%	-0,309	0,11	91%	0,010	0,003	91%	1,12	0,04
Promedio	83,45	2,38	-0,103	0,012		-0,188	0,1		0,006	0,002	81%	1,18	0,04

* el 48% de las iteraciones arrojó valores negativos para este parámetro

** No se presenta el promedio de los parámetros dada el bajo porcentaje de iteraciones significativas.

Los coeficientes $b0$ correspondientes a la intercepción con el eje de las abscisas varían

en función del tipo de año analizado (seco–húmedo). En los tres conjuntos de datos, los años que presentaron mayor $b0$ fueron los años “húmedos” con valores entre 46 a 93 ETrel. Los años secos y muy secos mostraron mayor variabilidad para este parámetro, con $D.S.$ entre 3 y 17 ETrel. Para los años muy secos del conjunto de datos de otoño y primavera este parámetro mostró mayor variabilidad. Los $b0$ correspondientes a los años muy húmedos mostraron valores similares entre los conjuntos de datos (46 a 65 ETrel).

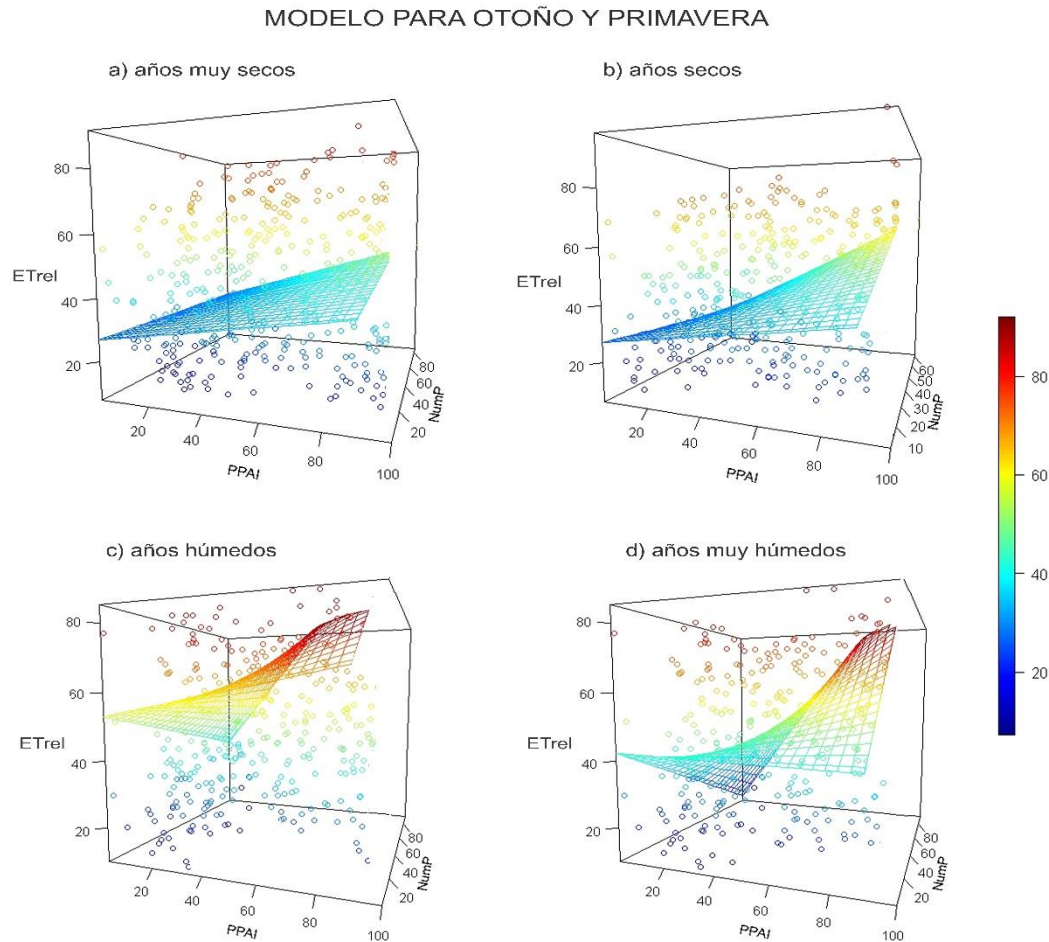


Figura 4.4: Valores predichos de Evapotranspiración Relativa (ETrel) en función del número de parches (NumP) y el porcentaje de área de monte (PPAI) para los meses correspondientes a las estaciones de otoño y primavera, para distintos años agrupados en función del balance de precipitaciones del período en estudio (2003 – 2014). Los valores de los coeficientes del modelo se detallan en el cuadro 4.6. Los puntos corresponden a uno de los sub-muestreos utilizados para la obtención del modelo. La barra de la derecha indica la escala de colores asignada en función de los valores de ETrel.

Los valores predichos por los modelos de otoño-primavera fueron graficados en la figura 4.4 para cada tipo de año en función de las precipitaciones. Los puntos corresponden a los valores de uno de los submuestreos con el que se obtuvieron los valores promedio de los coeficientes de los modelos finales. En todas las situaciones, cuando el porcentaje de área de bosque es menor a 20 %, un aumento en el número de parches reduce la ETrel. Cuando la superficie de área de bosque supera el 20 % de la celda (~ 1080 ha), un aumento en el número de parches genera un aumento en la

evapotranspiración de la celda.

Si bien el Número de Parches (NumP) es una variable que reduce los niveles de ETrel (valores negativos del coeficiente b2, cuadro 4.6), la interacción de los NumP con el PPAI genera un incremento en la ETrel. Cuando el PPAI es bajo, menor al 20 %, esta relación no se cumple y es entonces cuando la interacción entre PPAI y NumP no supera el detrimento en ET generado por el aumento de parches (Figuras 4.4 y 4.5).

A modo de ejemplo, según el modelo propuesto, en otoño-primavera, en unidades de 5400 ha, un 50 % de área boscosa no fragmentada evapotranspiraría 78 ETrel. Esa misma superficie dividida en 15 parches evapotranspiraría 80 ETrel y, subdividida en 50 parches alcanzaría ~83,5 ETrel.

MODELO PARA VERANO

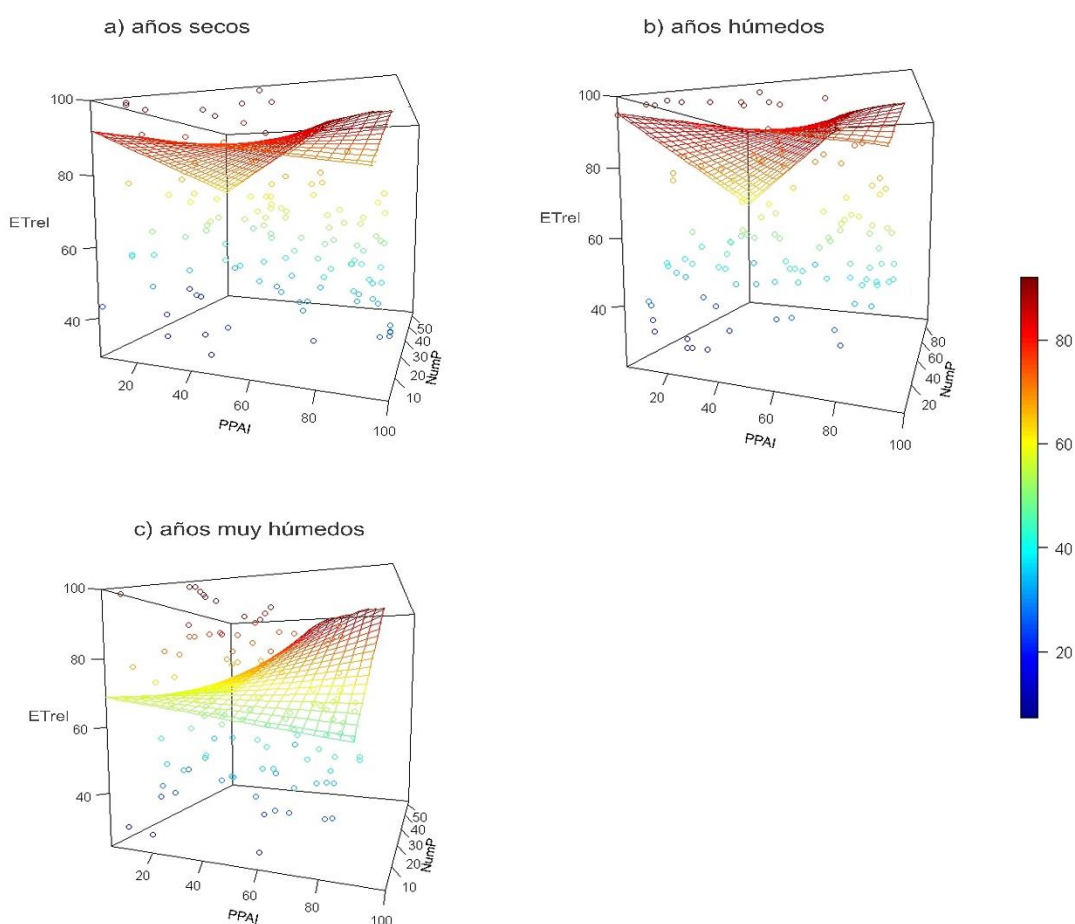


Figura 4.5: Valores predichos de Evapotranspiración Relativa (ETrel) en función del número de parches (NumP) y el porcentaje de área de bosque (PPAI) para los meses correspondientes al verano y para distintos años agrupados en función del balance de precipitaciones del período en estudio (2003 – 2014). Los valores de los coeficientes del modelo se detallan en el cuadro 4.6. Los puntos corresponden a uno de los sub-muestreos utilizados para la obtención del modelo. La barra de la derecha indica la escala de colores asignada en función de los valores de ETrel.

El modelo analizado para los meses de verano (Cuadro 4.6, Figura 4.5) indica que la interacción entre el PPAI · NumP explica un aumento en la capacidad evapotranspirativa

de las celdas de paisaje cuando la proporción de monte es mayor de $\sim 30\%$. Es decir que, respecto al modelo otoño- primavera, se necesita mayor superficie de monte para observar aumentos en la ETrel a partir del mayor número de parches. Asimismo, en la figura 4.5, se puede apreciar que el rango de ETrel sobre el que opera el modelo a partir de las modificaciones en las variables de PPAI y NumP es acotado en los años secos y húmedos (~ 30 ETrel). Si bien, en los meses muy húmedos, el rango de ETrel aumenta (~ 45 ETrel), ese aumento se debe a una disminución en la ETrel en superficies con menor PPAI respecto de los meses secos y húmedos en la estación estival. En las tres situaciones analizadas en verano, se observa que la ET responde de manera negativa tanto con el PPAI como con el NumP, tal como indican los coeficientes $b1$ y $b2$ del correspondiente modelo (Cuadro 4.6).

4.4 Discusión

En las planicies del Chaco semiárido, observamos que en celdas de ~ 5400 ha, superadas las 1080 ha de monte ($\sim 30\%$ de la superficie de la celda), un aumento en la fragmentación del área de monte podría generar aumentos en la evapotranspiración (Cuadro 4.7) respecto a la misma superficie de monte no fragmentada. El aumento de la evapotranspiración como resultado de la interacción entre el porcentaje de área de bosque y el número de parches de la misma cobertura pudo observarse en las estaciones de verano, primavera y otoño, pero dicha relación no se pudo observar en los meses correspondientes al invierno. En esas condiciones, la predicción que se pone a prueba en el capítulo, que establecía que la ET de paisajes con igual superficie de lotes desmontados y montes sería mayor cuanto mayor sea la longitud de bordes en relación al área de monte, se cumple, siendo que un aumento en el número de parches frente a la misma proporción de monte implica un aumento en la longitud de bordes del paisaje.

Si bien, la superficie de área boscosa es el principal determinante de los niveles de evapotranspiración como se encuentra descripto en gran parte de la literatura (Noconjuntoto *et al.*, 2012; Lathuilliere *et al.*, 2012; Ferraz *et al.*, 2012; Briant *et al.*, 2010), estos resultados indican que, en situaciones de igual superficie de monte, el uso del agua que ingresa en el sistema podría ser mayor cuando la superficie de monte se encuentra más distribuida en el espacio (mayor fragmentación del monte) y esto dependerá de la época del año que se analice, las precipitaciones anuales y que la superficie de monte no sea menor a un porcentaje determinado.

El modelo propuesto en este capítulo para evaluar los niveles de evapotranspiración (ET) en función de descriptores del paisaje (Cuadro 4.7) incluye un término de interacción entre el porcentaje de área de monte (PPAI) y el número de parches de monte (NumP). El coeficiente asociado al PPAI ($b1$) es positivo y el coeficiente asociado al NumP es negativo ($b2$). El coeficiente asociado a la interacción ($b3$) entre el PPAI y el NumP es también positivo. Es decir que, sin tener en cuenta la interacción entre los términos, el número de parches tiende a disminuir la ET del sistema. Sin embargo, la interacción entre el PPAI y el NumP compensa el efecto negativo de la fragmentación sobre la ET (Figuras 4.2 y 4.3).

Entre los modelos obtenidos para los meses de otoño y primavera, se destaca la mayor variabilidad en los años secos y muy secos (Cuadro 4.5). En estos años, el balance P/ET

(precipitaciones/evapotranspiración) es menor (Noconjuntoto *et al.*, 2008) y la distribución de las precipitaciones presenta patrones más irregulares espacialmente, más típicos de un sistema semiárido (Noy Mier, 1973). Esta variabilidad espacial del recurso hídrico podría explicar los resultados encontrados en los modelos de estimación de ET en esos años.

En el caso de las relaciones de la configuración del paisaje y de la ET, en los meses de verano, cabe destacar que un aumento tanto en el número de parches de bosque como en la superficie total del mismo reduce los niveles de ET del sistema durante esa estación del año. Es decir que, en celdas de paisaje con mayor proporción de cultivos o pasturas, la ET supera a aquellas celdas con mayor proporción de área de bosque. Los sistemas de medición con torres de Eddy Covariance registraron mayor evapotranspiración para cultivos en la región pampeana que para bosques xerofíticos en San Luis (García *et al.*, 2013). Lathuilliere *et al.* (2012), si bien registraron cambios en los componentes de la ET, no registraron diferencias significativas en los niveles de evapotranspiración total entre los años 2000 y 2009, luego de un importante avance de la deforestación en la región del Matto Grosso en Brasil. Si bien en el balance anual de la ET, los sitios desmontados no alcanzan a evapotranspirar la misma proporción que el monte (Capítulo 3), la idea de que el cultivo con disponibilidad de agua supere los niveles de ET de este último nos sugiere que un sistema de cultivos continuo bajo riego estaría en condiciones de superar los niveles de ET anuales de los montes.

En verano, para los años muy secos (Cuadro 4.5) no se encontró un modelo que pudiera explicar las variaciones de la ET en función del paisaje. Al igual que en los años secos analizados para otoño y primavera, podemos suponer mayor variabilidad espacial en los pulsos de precipitaciones. Asimismo, otro factor que puede ser determinante en los niveles de ET medidos en verano en los años secos está asociado a las condiciones hídricas de los años anteriores, ya que bajo un manejo de secano en sistemas semiáridos, el manejo del cultivo y la precipitación de años anteriores determina el almacenaje de agua en el suelo (Giménez *et al.*, 2016), que, a su vez, modifica los rendimientos de los cultivos o pasturas y determina su capacidad evapotranspirativa.

En invierno, no se observa una relación entre la superficie boscosa y la ET. Estos resultados coinciden con las observaciones del capítulo 3 del presente trabajo, donde se analizó la estacionalidad de la ET y se encontró que, en invierno, los valores de ET asociados a los bosques son bajos o nulos, similares a los de las superficies sin cobertura (entre 1 y 2 mm·d⁻¹, Figura 3.2).

Las relaciones entre diferentes tipos de coberturas y el uso del agua que ingresa al sistema fue principalmente estudiado en sistemas húmedos, asociadas al relevamiento del rendimiento hídrico de las cuencas (Brown *et al.*, 2005; Farley *et al.*, 2005; Calder, 2007; Almeida *et al.*, 2007). En Brasil, Lima *et al.* (2012) concluyeron que las plantaciones forestales intercaladas con bosque nativo proveían mejor desempeño del sistema en distintos servicios ecosistémicos, incluida la regulación del uso del agua.

Slatyer (1961) estudió un paisaje semiárido del centro de Australia y observó que el transporte y la captura de agua desde las zonas libres de plantas vasculares hacia los bosques de *Acacia* eran muy elevados. Luego del transporte de agua desde las zonas sin cobertura hacia los bosques, el agua se perdía mayoritariamente por transpiración, lo

cual aumentaba la eficiencia en el uso de agua de todo el sistema. En el caso del sistema del Chaco semiárido, el proceso de transporte y utilización de agua planteado por Slatyer (1961) podría considerarse para explicar los resultados obtenidos en los meses de otoño y primavera, cuando la superficie sin área de monte se encuentra mayormente desnuda (Gimenez *et al.*, 2016; Houspanossian *et al.*, 2015; Gasparri *et al.*, 2013).

Los modelos propuestos para estimar la ET diaria manejan grados de incertidumbre vinculados, en primera instancia, con el método de obtención de unidades de ET (García *et al.*, 2013), pero también en relación con la estimación de un modelo para identificar las diferencias en un proceso biofísico a escala regional. Si bien se ha destacado la importancia de la escala en los estudios ecológicos (Gardner *et al.*, 1989; O'Neill, 1989; Wiens, 1989), la complejidad propia de dichos estudios sigue siendo un obstáculo para su abordaje. En un contexto regional, la variabilidad espacial asociada a diferentes pulsos de precipitaciones, profundidad de napas, tipo de manejo de la zona desmontada, utilización de riego cercano al monte, textura edáfica, etcétera, sugiere un gran desafío para identificar variables que resulten significativas para explicar la evapotranspiración a lo largo de la región. En ese sentido, los modelos aquí propuestos muestran que la potencia del efecto del porcentaje de área de monte en interacción con el número de parches sobre la ET es mayor que el “ruido” que presenta el estudio frente a la variabilidad regional antes mencionada. En este sentido es importante tener presente que la bibliografía que vincula las variables biofísicas a escala regional con la descripción del paisaje es escasa.

Los patrones descriptos para explicar cambios en la ET constituyen una información muy valiosa en un contexto de ordenamiento territorial y presupuestos mínimos para la protección de los bosques nativos, teniendo en cuenta que la maximización del flujo de agua hacia la atmósfera a través de la evapotranspiración es un factor determinante para reducir el riesgo de salinización secundaria (Jobbagy y Jackson, 2004; Noconjuntoto *et al.*, 2008).

Uno de los aspectos que podría profundizarse para entender mejor el comportamiento de la ET a escala de paisaje es la diagramación de celdas de paisaje de distintos tamaños (Wu *et al.*, 2002). El análisis particular del tamaño de celdas sobre el proceso en estudio permitiría evaluar el modo en que las variaciones en el tamaño de las celdas, es decir, las modificaciones en la escala de estudio, modifican la respuesta de la evapotranspiración a los patrones de paisaje.

Capítulo 5

Discusión general

CAPITULO 5: Discusión general

Los resultados de esta tesis indican que existe una interacción ecohidrológica entre cultivos o pasturas y montes remanentes, y esta interacción no se manifiesta igual a distintas escalas. De los resultados de los capítulos 2 y 3 surge que la posible interacción entre usos (monte y desmonte) se daría principalmente por el movimiento lateral de agua subsuperficial tanto en la zona vadosa como en la zona saturada, desde el desmonte hacia el monte, pero no se detectó un flujo de evapotranspiración diferencial para la descarga de este exceso hídrico en la zona de contacto de ambos usos (borde del monte). Cuando se analizan los flujos de evapotranspiración a escala regional, el aumento en el número de parches de monte podría aumentar los flujos de evapotranspiración respecto a situaciones con igual superficie de monte (Capítulo 4); sin embargo, los mecanismos que generan esta respuesta ecohidrológica no pudieron explicarse mediante el aumento de la evapotranspiración en la zona de contacto entre usos, propuesto en este trabajo.

5.1 Conclusiones de esta tesis

Del objetivo general de esta tesis surge la siguiente pregunta: **¿Pueden los montes contiguos a lotes desmontados absorber el agua de lluvia remanente que no fue absorbida por la vegetación del lote desmontado disminuyendo la magnitud de la recarga de acuíferos en la región de estudio?** El mecanismo propuesto para que los montes puedan absorber y eliminar del sistema el agua excedente de los lotes desmontados era que la tasa de evapotranspiración y la magnitud de la recarga de acuíferos se modificaba a partir de la interacción entre ambas coberturas que se producía en los bordes de contacto. La evapotranspiración sería mayor en los bordes que en el centro de los montes y la recarga de los acuíferos sería menor en los bordes del lote desmontado respecto al centro del mismo. (Capítulo 1, sección 1.6). Este mecanismo sería evaluado a distintas escalas: una escala a nivel de lote y otra a nivel de paisaje.

A escala de lotes, los resultados indican que los montes linderos no son capaces de descargar el total del exceso hídrico ocasionado por la recarga de los lotes desmontados. Por el contrario, en algunos casos, se observa que el exceso hídrico ocasionado en estos últimos se movería por la zona vadosa hacia los montes generando un proceso de lixiviación de sales dentro de los 50 m desde el borde debajo de esta cobertura (Capítulo 2). Por otra parte, la exposición a condiciones de mayor demanda atmosférica de la vegetación leñosa en los bordes de parches de monte, asociada a mayor disponibilidad de agua subterránea proveniente de los lotes contiguos con cultivos, no aumenta significativamente la ET en las áreas de contacto (Capítulo 3).

En los sitios de secano, se observaron valores de cloruros menores en los bordes del monte respecto al resto de su superficie (aproximadamente $0,50 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$). Si bien los valores de recarga no resultan significativamente diferentes a lo largo del monte, el lavado del ion indicaría que, en estos bordes, la situación difiere de la del centro con valores que no son iguales a la recarga cero sugerida en estos casos para los montes de planicies semiáridas (Giménez *et al.*, 2016). El lavado de los perfiles del borde del monte podría ser un proceso lento y dependiente de las condiciones climáticas y del

manejo del lote contiguo. La sucesión de barbechos en períodos húmedos, con la consecuente disminución de la evapotranspiración, podría dar por resultado el avance del frente de humedad sobre el monte debido a una mayor recarga del lote desmontado. (Jobbágy y Jackson, 2004; Nosetto *et al.*, 2008). Asimismo, los años de anomalías en la precipitación por encima de los valores promedio podrían ocasionar mayor recarga hídrica dada por un balance positivo entre la precipitación y la evapotranspiración.

En los sitios bajo riego, la recarga resultó hasta cuatro veces mayor que en los sitios bajo seco, y el contenido de humedad en lotes bajo riego fue significativamente mayor. En estas situaciones, los bordes de los montes mostraron claras evidencias de recarga en la zona vadosa, lo que sugiere la ocurrencia de un avance del frente de humedad proveniente de los lotes de riego sin que la vegetación leñosa del monte descargue la humedad hacia la atmósfera.

El comportamiento de las pasturas es más difícil de describir ya que los resultados no muestran un patrón determinado y los valores de recarga no son significativos bajo esta cobertura. Sin embargo, tal como señalan Giménez *et al.* (2016) y, al igual que ocurre en los bordes de montes linderos a seco, los valores de sales y cloruros se diferencian de la situación de recarga cero tanto en los lotes de pasturas como en los bordes del monte nativos, lo cual da indicios de un movimiento de solutos por drenaje profundo.

Las diferencias en los niveles de recarga de las pasturas respecto a cultivos de seco o riego reside en que las pasturas son perennes y fisiológicamente tienden a maximizar el crecimiento vegetativo, mientras que los cultivos son anuales, tienden a maximizar el llenado de granos (Naylor, 2012) y, por lo tanto, guardan una estrecha dependencia con la disponibilidad de agua en ciertos momentos críticos del ciclo de vida de la planta (Andrade y Sadras, 2000; Maddonni, 2012). Las pasturas presentan un rendimiento proporcional a las precipitaciones (Sala, 2001), mientras que los cultivos bajo ciertos niveles de disponibilidad de agua reducen sus rendimientos abruptamente y tornan la agricultura inviable (Andrade y Sadras, 2000). Estas características representan la capacidad de evapotranspirar de cada uno de las coberturas a lo largo de un ciclo anual de precipitaciones estacionales y, por lo tanto, controlan el proceso de recarga de acuíferos (Jobbágy y Jackson, 2004).

La ET, que es el mecanismo determinante en el proceso de recarga en las planicies semiáridas, fue analizada en el capítulo 3. El muestreo, si bien difiere respecto al muestreo del capítulo 2 en cantidad de unidades muestrales (el número de transectas), se realizó a una escala similar de análisis comprendida por transectas de 1,2 km. Los resultados no contradicen las conclusiones del capítulo 2 ya que no se observaron diferencias en la evapotranspiración de los bordes de los montes respecto al resto de su superficie. Es decir, el mayor contenido de humedad en la zona vadosa registrado en el borde de los montes linderos a riego no tendría una vía de descarga diferencial hacia la atmósfera. Las mediciones con torres de eddy covariance realizadas por García *et al.* (2017) sugieren que esto podría deberse a un umbral en el flujo de la ET dado por el cierre estomático de las especies vegetales a altas temperaturas. En el caso de existir un movimiento lateral de agua hacia los montes a través de la zona saturada, la descarga de este exceso hídrico estaría dada por la ET registrada en el período seco (invierno) de la zona de estudio.

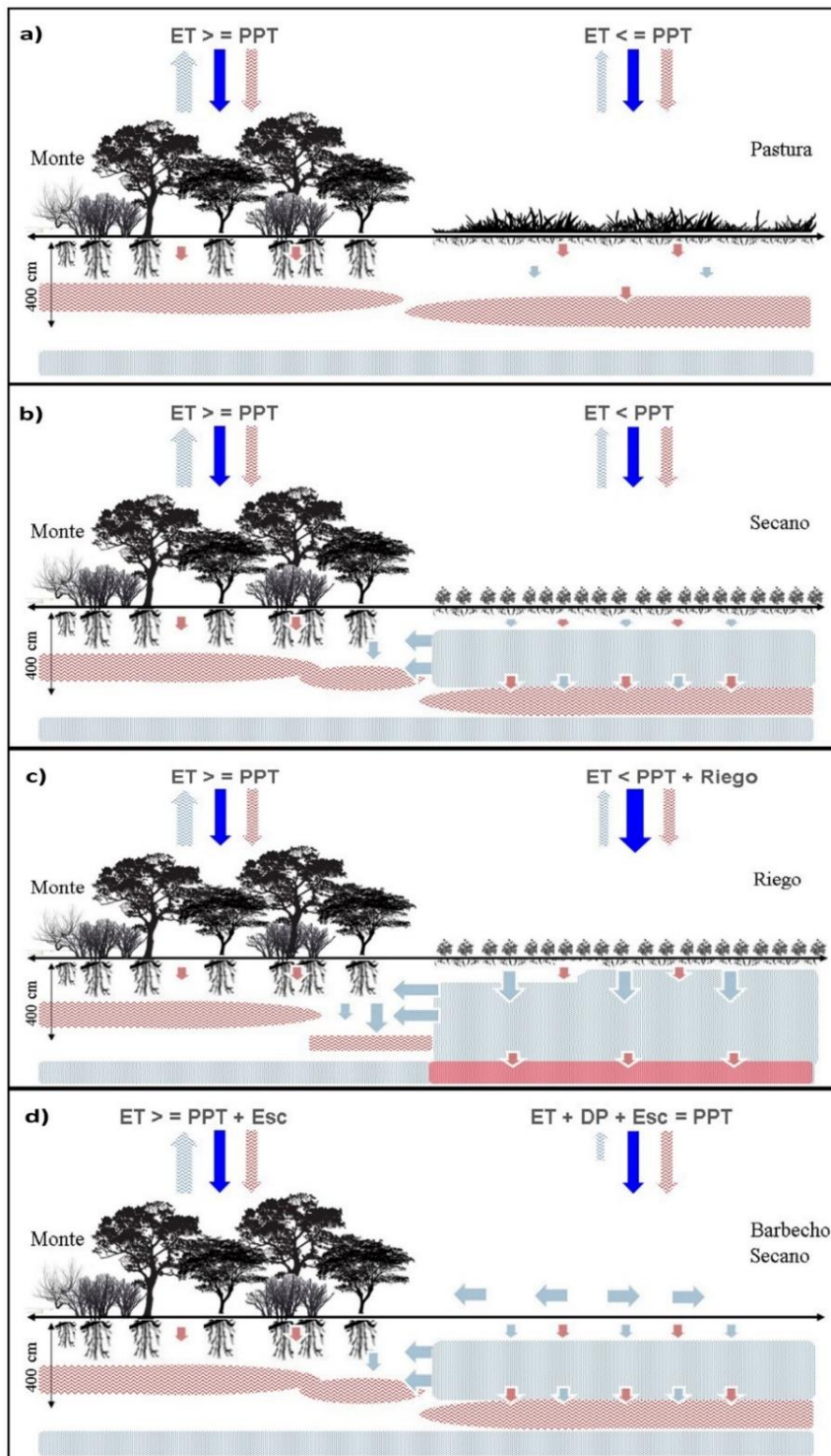


Figura 5.1:

Esquematización de las situaciones analizadas en los capítulos 2 y 3. Transectas de monte pareado a cultivos de secano, pasturas y riego. Las flechas celestes y azules, indican el sentido del movimiento del agua y las flechas rojas, el movimiento de las sales. Con los mismos colores, se indican los reservorios de agua (napa freática) y humedad del perfil y sales en la zona vadosa. En el esquema a) la pastura registra una leve lixiviación de las sales del perfil respecto de la situación de referencia (el monte), lo que indicaría que las pasturas no alcanzan una situación de equilibrio y recarga 0 como los montes. El esquema b) que representa a la transecta monte – secano, muestra perfiles de suelo más húmedos, con movimiento del pico de sales hacia la napa. Por otro lado, existe un movimiento lateral de agua hacia el monte que genera una leve lixiviación de sales en el borde del mismo, indicando que en el borde el monte no alcanza la situación de recarga 0. En c) que representa las transectas

monte – riego, la lixiviación de sales y recarga de acuíferos es mayor, las sales alcanzan la napa freática, lo que determinaría el posterior ascenso de las mismas junto con la napa. En la situación de borde de monte se registra lixiviación de sales y valores de recarga significativamente diferentes entre el borde y el centro del mismo. En el esquema d) se hace énfasis en la situación de barbecho, en donde el agua de lluvia que ingresa al sistema podría moverse por escorrentía hacia los montes.

Los bordes de los montes, si bien están caracterizados por la mayor demanda atmosférica (Cramer y Hobbs, 2003; Briant *et al.*, 2010), no mostraron diferencias cuantitativas en la evapotranspiración respecto del centro, según lo registrado con el modelo propuesto en el capítulo 3 (Cuantificación de la ET a partir de datos meteorológicos y valores del IVN y temperatura superficial obtenidos del sensor Landsat (Jackson, 1985; Casselles *et al.*, 1998; Sanchez y Casselles, 2004; Nossetto *et al.*, 2005; Milcovik 2011). En este sentido, es importante destacar que los valores de la ET de los píxeles Landsat están ajustados con los valores del IVN de píxeles de 30 x 30 m y con los valores de temperatura superficial obtenidos con una resolución de 100 x 100 m, correspondiente a la resolución de los sensores TIRS 1 y TIRS 2 del satélite Landsat 8 que registra los valores de esta variable. Esta característica del modelo podría ser un problema en el caso de que existieran diferencias en el flujo de evapotranspiración en un rango menor a 100 m.

En la figura 5.1, se ve esquematizado el sistema ecohidrológico para las tres situaciones analizadas. De alguna manera, las cuatro situaciones planteadas —monte, pastura, secano y riego— representan también una cronología de los flujos de agua y de sales subsuperficiales después del desmonte, en el cual el primer estadio es la situación del monte (donde no ha ocurrido un proceso de recarga directa), el segundo estadio, la pastura (independientemente del año del desmonte, la pastura representa la situación con menor recarga después del monte), luego, el secano y, finalmente, el riego (la situación con mayor recarga de todas las planteadas). Es importante destacar que la esquematización alcanza los flujos hasta la zona vadosa, ya que no fue determinado el movimiento de agua de la zona saturada.

Siguiendo la lógica de la cronosecuencia posterior al desmonte, en la cual la situación bajo riego describiría el último eslabón, el movimiento horizontal de agua hacia el monte podría incrementarse a medida que la recarga del perfil aumenta. Resultaría entonces un proceso similar al descrito para los bosques remanentes de Australia (Cramer y Hobbs, 2002; Bradshaw, 2012), en donde estos últimos no pudieron evitar el avance del frente húmedo y salino, perjudicaron la calidad de las tierras y destruyeron las especies remanentes del bosque.

En la Argentina, Marchesini *et al.* (2017) encontraron que los suelos de los bosques cercanos a agriculturas de más de 20 años, en algunos casos, contaban con stocks de sales menores que agriculturas en lotes con menos años transcurridos desde el desmonte, lo que sugiere dos posibles causas: por un lado, podría estar ocurriendo un proceso inicial de drenaje profundo bajo los lotes de bosques remanentes; pero, por otro lado, el avance de la frontera agrícola ocurre sobre tierras marginales con mayores contenidos de sales, lo que podría explicar estas diferencias en las nuevas agriculturas. Los resultados de este trabajo respaldan la hipótesis de Marchesini *et al.* (2017), que sugiere que el bajo contenido de sales de los bosques podría deberse al drenaje profundo, es decir, al inicio de un proceso de salinización secundaria debido a movimientos laterales de agua.

La interacción ecohidrológica también se analizó a escala de paisaje, evaluando si ante una misma cantidad de superficie desmontada la evapotranspiración se modificaba al modificarse la distribución espacial del desmonte, es decir, si la configuración del paisaje modificaba las relaciones observadas entre los tipos de cubierta vegetal y la recarga de acuíferos observadas a escala de lote.

Para responder esta pregunta, en el capítulo 4 se analizó la evapotranspiración pero a escala regional. Los resultados revelaron una tendencia de las celdas de paisaje con el mismo porcentaje de área de monte a aumentar los valores de la ET cuando el número de parches de monte aumentaba; es decir que una mayor fragmentación del paisaje propicia un aumento significativo de la ET. Para observar esta tendencia las celdas de paisaje deben contener al menos un 30 % de la superficie de monte. Si la superficie de monte es menor del 30%, un aumento en el número de parches daría por resultado una disminución de la ET respecto a una celda de paisaje con el mismo porcentaje de esta cobertura. La relación entre estos dos descriptores del paisaje (el porcentaje de área y el número de parches de monte) con la ET está dada en los modelos resultantes (Cuadro 4.6) por un término de interacción en donde el PPAI (% de área de monte) multiplica al NumP (número de parches). Si el PPAI no supera el 30 %, el producto de esta interacción no es capaz de aumentar las ET relativa (ETrel) respecto al detrimento en la ET que implica un aumento en el número de parches (Figuras 4.3). En verano, los aumentos tanto en el porcentaje de área de monte como en el número de parches implican una disminución general de la ET; sin embargo, la interacción entre ambas variables, superado el 30% de área de monte, también darían por resultado un aumento de la ET (Figura 4.4). La incidencia de la interacción entre el número de parches y el porcentaje de área de monte sobre la ET varía en función de las precipitaciones anuales (Cuadro 4.6). En los años húmedos, los aumentos en el número de parches afectan más negativamente la ET en todas las estaciones analizadas.

La respuesta regional de la ET en función del porcentaje de monte coincide con los resultados de la ET obtenidos en el capítulo 3 a escala de lote. Los valores de la ET de cultivos, pasturas y monte tienden a igualarse en la época estival, debido a la presencia de cultivos en esa época del año. Los valores de ET mayores en sistemas de cultivos vs. montes también fueron registrados en la Argentina (García *et al.*, 2007) mediante torres de eddy covariance, lo que puede explicar la disminución en los valores de la ET a partir de un aumento en el área de monte, según lo propuesto por el modelo para verano (Cuadro 4.6).

La interacción entre el número de parches de bosques y su superficie puede resultar una herramienta para la regulación de la evapotranspiración en el Chaco Semiárido. Un aumento en los niveles de la ET originado a partir de la convivencia de diferentes coberturas permitiría eliminar del sistema el exceso de agua ocasionado por la deforestación y evitar su drenaje profundo, con el consecuente movimiento de sales. Esta interacción a favor de un aumento de la ET en los montes no fue registrada a partir del modelo propuesto para estimar las diferencias de la evapotranspiración dentro del mismo lote de bosque (Capítulo 3). La interacción hídrica entre estas dos variables estructurales del bosque (hectáreas de monte y número de parche) estaría dada por otros factores no analizados en este trabajo, que operan principalmente a escala de paisaje. Las estructuras de paisaje que, combinando distintos usos, generan un mejor desempeño sobre los procesos de regulación hídrica fueron sugeridas en el Matto Grosso combinando forestaciones implantadas con selva natural y cultivos para mejorar los rendimientos hídricos de la cuenca (Ferraz *et al.*, 2013).

5.2 Nuevas preguntas que surgen a partir de este trabajo

¿Cuál es el mecanismo, proceso ecohidrológico, que permite observar una tendencia de mayor ET en las celdas de paisaje con mayor fragmentación de bosque respecto a otras con la misma área de monte, pero con menor fragmentación?

En esta tesis, se encontró una relación entre el diseño del paisaje y la cantidad de agua evapotranspirada: frente a la misma cobertura de monte, un aumento en el número de parches aumentaría la ET del sistema. Sin embargo, los mecanismos que están involucrados en dicha interacción no han sido develados, puesto que la hipótesis propuesta para explicar estas relaciones apuntaba a un movimiento de agua subsuperficial hacia los montes y su consecuente descarga a través de su transpiración. El segundo término de esta hipótesis no pudo probarse en el capítulo 3, ya que los montes mostraron evapotranspiración homogénea a lo largo de todo el lote.

Un aspecto a considerar en los análisis de recarga de acuíferos es que, en planicies semiáridas, se desprecia el término de la escorrentía en el balance hídrico ya que no constituye un elemento importante para evaluar las diferencias en el drenaje profundo entre distintos tipos de cobertura vegetal (Allison *et al.*, 1994; Scanlon *et al.*, 2006; Jobbagy *et al.*, 2008). Sin embargo, este marco conceptual podría no ser adecuado para evaluar los procesos de recarga de acuíferos y salinización secundaria a escala de paisaje.

En contraste, para la evaluación de procesos biológicos en sistemas semiáridos, como la productividad primaria neta, la distribución espacial de la humedad que ingresa al suelo es considerado un regulador clave (Newman *et al.*, 2006). En este sentido, la escorrentía es un importante factor de redistribución del agua (Noy Meir, 1973; Réid *et al.*, 1999; Wilcox *et al.*, 2003; Ludwig *et al.*, 2005; Yu *et al.*, 2008), que regula la humedad disponible para las plantas, erosión del suelo, ciclado de nutrientes y la partición de la evaporación/transpiración, pero, de la misma manera que muchos de los flujos de materia y energía relacionados con la fragmentación del paisaje, no ha sido estudiado a escala regional. ¿Será el proceso de redistribución del agua de escorrentía a escala regional el mecanismo que explica la interacción positiva sobre los niveles de la ET entre el porcentaje de área de bosque y su número de parches?

En los sistemas semiáridos de gran productividad forrajera (Houspanossian *et al.*, 2016; Magliano *et al.*, 2017), la productividad de las pasturas depende de la distribución horizontal de agua de escorrentía (Davenport *et al.*, 1998, George *et al.*, 2004). En muchos casos, la escasez de agua dulce se resuelve con la cosecha de agua de escorrentía, para lo cual se generan zonas de recolección mediante el apisonamiento del suelo para maximizar la escorrentía y disminuir la infiltración. El proceso de redistribución de agua de escorrentía fue especialmente estudiado a escala de lote (Alconada *et al.*, 1993; Réid *et al.*, 1999; Wilcox *et al.*, 2003; Ludwig *et al.*, 2005; Yu *et al.*, 2008; Magliano *et al.*, 2017).

Las dos vías del movimiento de agua de los lotes desmontados hacia el monte que podrían explicar esta interacción son el movimiento de agua a través de la zona saturada y el movimiento de agua a través de escorrentía. En ambos casos, la presencia de parches de montes favorecería la descarga de agua hacia la atmósfera.

En el primer caso, la descarga dependerá de la conductividad del flujo saturado y se

daría, principalmente, en los meses secos ya que los montes utilizarían el agua de la zona saturada como única fuente de humedad. La concentración de sales presente en la zona saturada podría limitar también la capacidad de los montes para utilizar dicho flujo.

En el segundo caso, en los meses de primavera y otoño, cuando los lotes de cultivos tienen baja o nula cobertura, dependiendo de las condiciones de infiltración de los suelos, el agua de lluvia puede moverse superficialmente hasta ser interceptada por los lotes con monte siguiendo el curso de leves pendientes. La descarga podría darse también durante el período húmedo, ya que el agua de escorrentía ingresaría al perfil del monte durante las precipitaciones e, incluso, podría ser almacenada en el perfil. Las propiedades edáficas de infiltración y la intensidad de las precipitaciones determinarán en qué medida el agua de lluvia ingresará al perfil del suelo o escurrirá hacia los montes (Bradford *et al.*, 1987; Magliano *et al.*, 2015b)

En el estudio de las tierras áridas y semiáridas prevalece el concepto de conectividad tanto para flujos de materia como el agua (Ali y Roy, 2009; Okin *et al.*, 2015) como para especies animales (Taylor *et al.*, 2003). En ese caso, la conectividad se define como la extensión a la cual los materiales pueden moverse, dispersarse y redistribuirse de un lugar a otro a lo largo del paisaje (*sensu* Peters *et al.*, 2008). En estos sistemas, el *modelo de islas fértiles* fue ampliamente acuñado para describir procesos y patrones de la vegetación en tierras áridas (Burke *et al.* 1998; Schlesinger and Pilmanis 1998; Yang *et al.* 2011; Klass *et al.* 2012; Parker *et al.* 2012). La estructura y el funcionamiento de estos sistemas están estrechamente ligados a la redistribución del agua desde suelos casi desnudos hacia sumideros de parches vegetados con mejor grado de infiltración. Los montes chaqueños, si bien degradados o arbustizados, presentan una densidad de plantas que no remite al *modelo de isla fértil* acuñado para los pequeños parches de vegetación descriptos en las tierras áridas. Sin embargo, la deforestación es un factor de transformación del paisaje significativo que genera espacios de suelo desnudo. Si bien el paisaje es modificado antrópicamente, estas modificaciones comienzan a replantear su sistema de conectividad hidráulica.

5.3 Posibles aplicaciones de los resultados de esta tesis

La Ley 26.331/07 de OT de Bosques Nativos

En el año 2007, fue sancionada en la Argentina la Ley Nacional N.º 26.331 de "Presupuestos Mínimos de Protección Ambiental de los Bosques Nativos" ("Ley de Bosques") con el fin de proteger los bosques nativos a escala nacional (Aguilar *et al.*, 2018). Uno de los principales instrumentos de ejecución de la Ley de Bosques es el Ordenamiento Territorial de los Bosques Nativos (OTBN) que establece áreas con distintas prioridades de conservación definidas en función del valor ambiental y de los servicios ambientales que estos presten. El OTBN debe ser realizado por cada una de las provincias y debe considerar diez criterios de sustentabilidad ambiental (García-Collazo, 2011). El resultado es una zonificación territorial del área de bosques nativos en tres categorías de conservación: zonas "rojas" con prioridad de conservación del monte, aquellas destinadas para usos sustentables relacionados con el monte (amarillas) y las zonas "verdes" que permiten la deforestación para uso agrícola (Griffith *et al.*, 2014). La compilación de los OTBN de cada una de las provincias (García Collazo 2015, Griffith *et al.*, 2014) evidencia la falta de concordancia de los criterios de

sustentabilidad ambiental establecidos y el principio de cooperación entre las provincias establecido dentro de la Ley General del Ambiente N.º 25.675 (Gautreau *et al.*, 2014) (Figura 1.1). Los procesos ecológicos a escala regional no están contemplados dentro de los criterios ambientales establecidos, como tampoco lo están los riesgos de salinización secundaria dentro de la región. Los OTBN deben actualizarse cada 5 años, lo que permite ir mejorándolos en lo que se refiere a los puntos que no pudieron ser resueltos en la primera instancia, como por ejemplo la información técnica necesaria para la aplicación de los criterios del anexo de la ley, la definición de bosque nativo y de la elaboración de mapas, los procesos participativos o la coherencia entre provincias vecinas.

Los factores que determinan el avance de la frontera agrícola fueron estudiados por Volante *et al.* (2016) y Waroux *et al.* (2015) y encontraron que el principal factor que determina este avance en la región Chaqueña es la presencia de producciones agrícolas preexistentes; es decir que la cercanía a un establecimiento agrícola aumenta más que cualquier otro factor la probabilidad de un monte de ser desmontado. Esta característica de las empresas agrícolas responsables de modificar el paisaje en esta región no implica ningún tipo de criterio de sustentabilidad ambiental.

Aguar *et al.* (2018) señalan que uno de los diez puntos más relevantes para considerar luego de 10 años de sancionada la Ley de Bosques es que “los criterios de sustentabilidad ambiental han sido abordados de forma parcial y disímil entre provincias, y los procedimientos de zonificación utilizados por cada una de estas no han sido fundamentados ni explicitados. Como resultado ha prevalecido la dimensión económica frente a la ambiental y social, poniendo en riesgo la conectividad ecológica”. Sobre esta afirmación podríamos detallar una serie de aspectos ambientales que se ponen en riesgo, entre ellos, la regulación hídrica, vinculados a los procesos de salinización secundaria en la región. García Collazo *et al.* (2015) propone una mirada ecológica al mapa resultante de la unión de los OTBN provinciales de la Argentina (Figura 5.2) dando cuenta de la heterogeneidad de los criterios allí establecidos entre las provincias.

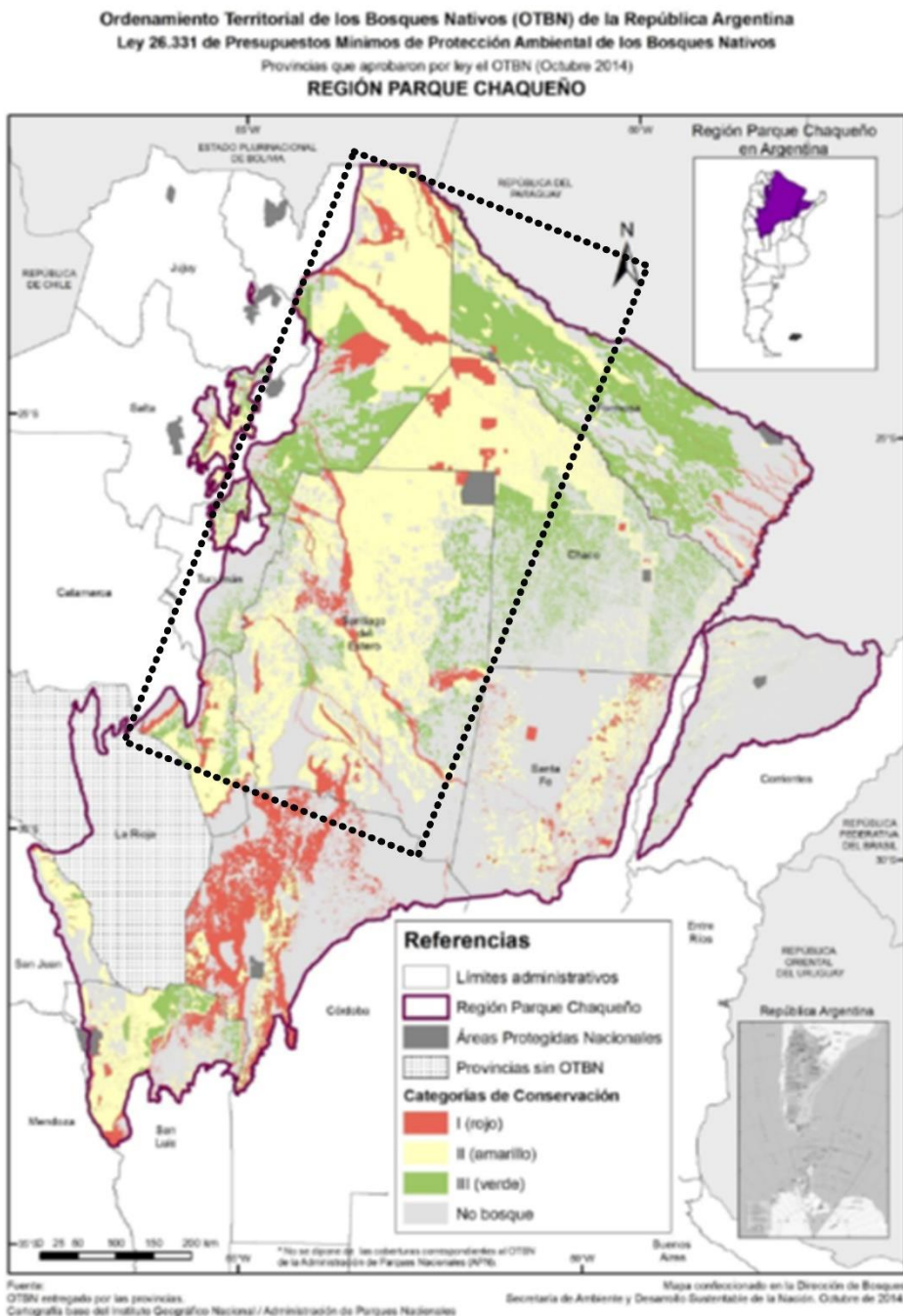


Figura 5.2: Zonificación de la ley OTBN 26.331 para las provincias de Santiago del Estero, Chaco, Formosa y Salta. Donde la Categoría I (roja) son áreas de alto valor de conservación; Categoría II (amarillo) son áreas de mediano valor de conservación y la Categoría III (verde) son aquellas zonas de bajo valor de conservación. Extraído de Griffith *et al.*, 2014. Dentro del rectángulo delimitado en línea de puntos se encuentra la zona de estudio seleccionada para este trabajo. La misma se encuentra delimitada en la Figura 1.2.

De este trabajo se desprende que la localización de bosques fragmentados podría jugar un rol fundamental en la regulación de la recarga hídrica y en el movimiento de sales de la región. Las zonificaciones verdes y amarillas podrían presentar otra “textura”; es decir que las manchas verdes deberían incluir parches rojos para aumentar los flujos de evapotranspiración y amortizar los efectos del drenaje profundo y de la salinización secundaria (Jobbágy *et al.*, 2008). Los parches rojos dentro del área verde deberían

superar, al menos, el 30 % de su área. Esto implicaría, según las superficies delimitadas actualmente (Vallejos *et al.*, 2015), que deberían agregarse 1.449.932 ha de parches de zonas rojas dentro de las zonas verdes. La inclusión de esta superficie boscosa daría por resultado (según el modelo propuesto en el Capítulo 4, Cuadro 4.6) un aumento de 1,14 ETrel diaria. La zonificación de áreas rojas debe considerar su distribución en el paisaje para mejorar la capacidad reguladora del sistema. Las cortinas de monte podrían jugar un papel importante en el momento de distribuir esta superficie, aunque queda pendiente analizar la manera de determinar el tamaño mínimo de los parches de bosques para ejercer un efecto positivo sobre la ET. Si bien actualmente, dentro de las áreas verdes, se reconocen múltiples parches de monte, los OTBN deberán hacer esfuerzos por determinar los niveles de fragmentación de bosques dentro de estas áreas de cultivo para maximizar los efectos de la estructura del paisaje sobre los flujos de evapotranspiración. Esta información es relevante para poder diseñar estrategias de conservación o restauración del sistema, por lo menos, en lo referente a la regulación hidrológica frente a la transformación ambiental generada por el avance de la frontera agrícola.

Una lectura irresponsable de los resultados de este trabajo podría interpretar que, incluso, la zonificación de grandes áreas rojas debería contar con parches verdes y, así, aumentar la distribución del agua y aumentar la ET de la región. Esta interpretación estaría ignorando otros factores vinculados con la conectividad del paisaje para la conservación de especies. Por otra parte, si bien a escala regional se demuestra un aumento de la ET con mayor fragmentación de los bosques, la salinización secundaria opera también a escala de lote con las consecuencias ya demostradas en este trabajo y en trabajos anteriores (Santoni *et al.*, 2010; Marchesini *et al.*, 2012; Amdan *et al.*, 2013; Giménez *et al.*, 2015). Aumentar el área boscosa de manera fragmentada a lo largo de las zonas de cultivos no necesariamente va a reducir la recarga de napas a escala de lote.

Desarrollo de funciones de impacto de oferta de Servicios Ecosistémicos

En la planificación del uso del territorio, la identificación de los procesos ecosistémicos y su relación con los Servicios Ecosistémicos (SE) (Daily, 1997; Costanza *et al.*, 1997; Boyd and Banzhaf, 2007; MEA, 2005) resulta un punto clave a fin de evaluar la sustentabilidad de los sistemas (Rodríguez *et al.*, 2006). Para incorporar el concepto de SE en la toma de decisiones, deben ser determinados, entre otros aspectos, la magnitud y sentido del cambio en el nivel de provisión de un SE a partir de las modificaciones que sufra el ecosistema (Paruelo *et al.*, 2016). Las estrategias para cuantificar cambios en el nivel de provisión de un SE es motivo de una extensa literatura (Zhang *et al.*, 2007; Fisher *et al.*, 2009; Paruelo *et al.*, 2016). En resumen, se busca considerar un modelo que pueda incluir, como variable explicativa, el nivel de perturbación y, como variable respuesta, la provisión del SE. A este modelo se lo denomina “función de afectación” (Scheffer *et al.*, 2000; Paruelo *et al.*, 2016).

Para la construcción de las funciones de afectación, Paruelo *et al.* (2011) sugieren hacer especial énfasis en aquellos procesos que constituyen "servicios de soporte" (MEA, 2005) o "servicios intermedios" (Fisher *et al.*, 2009). Entre ellos se incluyen las características relacionadas con la estructura del paisaje y diversos flujos ecosistémicos (ganancias de C, balance de energía, dinámica del agua, ciclado de materiales).

La regulación de la recarga de acuíferos por parte de la cobertura vegetal analizada en este trabajo refiere a un “proceso intermedio” que es, justamente, el de la regulación

hídrica. El flujo de ET determina la cantidad de agua que alcanza la napa freática y, de esta manera, regula la movilización de sales y, finalmente, la capacidad de los suelos para ser productivos, es decir, para dar un servicio al hombre para la producción de alimentos. A su vez, la regulación de la recarga hídrica a nivel de cuenca también es un aspecto clave para conocer las capacidades del sistema para regular el riesgo de inundación.

Por lo tanto, resulta interesante resaltar que, de esta tesis, se desprenden una serie de funciones de afectación que vinculan el servicio de regulación hídrica en las planicies del Chaco Semiárido con la perturbación generada por la remoción del área boscosa para la producción agrícola:

1) A escala local, se desprenden del Capítulo 2 (Figura 2.8) las funciones de afectación que vinculan el tiempo de una perturbación (desmonte) con el nivel de recarga de la napa freática. Las funciones se determinaron para uso agrícola tanto con manejo a secano como con manejo a riego:

Lotes con manejo a riego:

$$\text{mm de agua hasta 4 m de profundidad} = 19,63 \cdot \text{edad del desmonte} + 448,7$$

Lotes con manejo a secano:

$$\text{mm de agua hasta 4 m de profundidad} = 12,09 \cdot \text{edad del desmonte} + 677,5$$

$$g \cdot t^{-1} \text{ Ct en transectas monte-secano} = -1,604 \cdot \text{edad del desmonte} - 58,9$$

2) A escala regional, se desprenden del Capítulo 4 (Cuadro 4.6) las funciones de afectación que vinculan el área de monte (PPAI) y el número de parches (NumP) con el flujo de ET. El modelo estima la ET en celdas de 5400 ha para las estaciones de otoño y primavera (modelo 1), y de verano (modelo 2):

$$1) ET_{rel \text{ diaria}} = 30,41 + 0,1 \cdot PPAI - 0,2 \cdot NumP + 0,008 \cdot PPAI \cdot NumP$$

$$2) ET_{rel \text{ diaria}} = 83,45 - 0,1 \cdot PPAI - 0,2 \cdot NumP + 0,006 \cdot PPAI \cdot NumP$$

Estas funciones representan herramientas prácticas para la toma de decisiones de sistemas socio-ambientales. Si bien estas decisiones pueden no resultar robustas para cuantificar valores exactos, brindan información valiosa sobre las posibles trayectorias de los sistemas ecológicos frente a las modificaciones antrópicas analizadas.

Bibliografía

Bibliografía

- Adámoli, J., Neumann, R., De Colina, A. R., & Morello, J. (1972). El chaco aluvional salteño (Convenio INTA-Provincia de Salta). *Revista Invest. Agropecu., Ser. 3, Clima Suelo*, 9, 165-238.
- Alconada, M., Ansin, O. E., Lavado, R. S., Deregibus, V. A., Rubio, G., & Boem, F. G. (1993). Effect of retention of run-off water and grazing on soil and on vegetation of a temperate humid grassland. *Agricultural Water Management*, 23(3), 233-246.
- Aguiar, M. R., & Sala, O. E. (1999). Patch structure, dynamics and implications for the functioning of arid ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution*, 14(7), 273-277.
- Aguiar, S., Mastrangelo, M.E., Collazo, M.A.G., Sans, G.H.C., Mosso, C.E., Ciuffoli, L., Schmidt, M., Vallejos, M., Langbehn, L., Brassiolo, M. and Cáceres, D., (2018). ¿Cuál es la situación de la Ley de Bosques en la Región Chaqueña a diez años de su sanción? Revisar su pasado para discutir su futuro. *Ecología Austral*, 28(2), pp.400-417.
- Alcaraz-Segura, D., Cabello, J., Paruelo, J. M., & Delibes, M. (2009). Assessing protected areas to face environmental change through satellite-derived vegetation greenness: The case of the Spanish national parks. *Environ. Manage*, 43, 38-48.
- Ali, G. A., & Roy, A. G. (2009). Revisiting hydrologic sampling strategies for an accurate assessment of hydrologic connectivity in humid temperate systems. *Geography Compass*, 3(1), 350-374.
- Allison, G. B., Stone, W. J., & Hughes, M. W. (1985). Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. *Journal of Hydrology*, 76(1-2), 1-25..
- Allison, G. B., Gee, G. W., & Tyler, S. W. (1994). Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Science Society of America Journal*, 58(1), 6-14.
- Almeida, A. C., Soares, J. V., Landsberg, J. J., & Rezende, G. D. (2007). Growth and water balance of *Eucalyptus grandis* hybrid plantations in Brazil during a rotation for pulp production. *Forest Ecology and Management*, 251(1-2), 10-21.
- Amdan, M. L., Aragón, R., Jobbágy, E. G., Volante, J. N., & Paruelo, J. M. (2013). Onset of deep drainage and salt mobilization following forest clearing and cultivation in the Chaco plains (Argentina). *Water Resources Research*, 49(10), 6601-6612.
- Andrade, F. H., & Sadras, V. O. (2000). Efectos de la sequía sobre el crecimiento y rendimiento de los cultivos. Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. Buenos Aires: Editorial Médica Panamericana.
- Angueira, C. 2007. Geomorfología de Santiago del Estero. Ediciones INTA. Serie de Informes Técnicos EEA (Santiago del Estero) 39: 22 p.
- Araujo, P. A. (2003). Los recursos maderables del CHaco semiárido argentino. *Boletín de información técnica [de] AITIM*, (224), 50-53.
- Armenteras, D., & Vargas, O. (2016). Patrones del paisaje y escenarios de restauración: acercando escalas. *Acta biológica colombiana*, 21(1), 229-239.
- ASCE. American Society of Civil Engineers, & Task Committee on Hydrology Handbook of Management Group D. (1998). *Hydrology handbook*. American Society of Civil Engineers.
- Assessment, M. E. (2005). *Ecosystems and human well-being (Vol. 5)*. Washington, DC:: Island press.
- Baldi, G., & Paruelo, J. M. (2008). Land-use and land cover dynamics in South American temperate grasslands. *Ecology and Society*, 13(2).

- Baldi, Germán. (2007). Cambios en la estructura del paisaje en la región de los Pastizales del Río de la Plata (período 1985-2005) Maestría en Recursos Naturales. Escuela para Graduados de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Buenos Aires. <http://epg.agro.uba.ar/ms-recnat/tesis-aprobadas-de-la-maestria-en-recursos-naturales>. Director: José Paruelo
- Baldi, G., Houspanossian, J., Murray, F., Rosales, A. A., Rueda, C. V., & Jobbágy, E. G. (2015). Cultivating the dry forests of South America: Diversity of land users and imprints on ecosystem functioning. *Journal of Arid Environments*, 123, 47-59..
- Balzarini, M. G., González, L., Tablada, M., Casanoves, F., Di Rienzo, J. A., & Robledo, C. W. (2008). Manual del usuario. Editorial Brujas, Córdoba, Argentina, 336.
- Beresford, Q., Phillips, H., & Bekle, H. (2001). The salinity crisis in Western Australia: a case of policy paralysis. *Australian Journal of Public Administration*, 60(4), 30-38.
- Bianchi, A. R., Yáñez, C. E., & Acuña, L. R. (2005). Base de datos mensuales de precipitaciones del Noroeste Argentino. Ed. INTA. EEA. Salta-Jujuy, 41.
- Bouyoucos, G. J. (1962). Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils 1. *Agronomy journal*, 54(5), 464-465.
- Box, E. O., Holben, B. N., & Kalb, V. (1989). Accuracy of the AVHRR vegetation index as a predictor of biomass, primary productivity and net CO₂ flux. *Vegetatio*, 80(2), 71-89.
- Boyd, J., & Banzhaf, S. (2007). What are ecosystem services? The need for standardized environmental accounting units. *Ecological economics*, 63(2-3), 616-626.
- Bradshaw, C. J. (2012). Little left to lose: deforestation and forest degradation in Australia since European colonization. *Journal of Plant Ecology*, 5(1), 109-120.
- Briant, G., Gond, V., & Laurance, S. G. (2010). Habitat fragmentation and the desiccation of forest canopies: a case study from eastern Amazonia. *Biological conservation*, 143(11), 2763-2769.
- Brown, A. E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W., & Vertessy, R. A. (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of hydrology*, 310(1-4), 28-61.
- Burkart, R., Bárbaro, N. O., Sánchez, R. O., & Gómez, D. A. (1999). Eco-regiones de la Argentina. Presidencia de la Nación-Secretaría de Recursos Naturales y Desarrollo Sustentable-Administración de Parques Nacionales.
- Burke, I. C., Lauenroth, W. K., Vinton, M. A., Hook, P. B., Kelly, R. H., Epstein, H. E., ... & Gill, R. A. (1998). Plant-soil interactions in temperate grasslands. In *Plant-induced soil changes: Processes and feedbacks* (pp. 121-143). Springer, Dordrecht.
- Calder, I. R. (1998). Water use by forests, limits and controls. *Tree physiology*, 18(8-9), 625-631.
- Calder, I. R. (2007). Forests and water—ensuring forest benefits outweigh water costs. *Forest ecology and management*, 251(1-2), 110-120.
- Calviño, P. A., Andrade, F. H., & Sadras, V. O. (2003). Maize yield as affected by water availability, soil depth, and crop management. *Agronomy journal*, 95(2), 275-281.
- Campbell, G.S. and Norman, J.M., (2012). An introduction to environmental biophysics. Springer Science & Business Media.
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. B., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108(4), 583-595.
- Caselles, V., Delegido, J., Sobrino, J. A., & Hurtado, E. (1992). Evaluation of the maximum evapotranspiration over the La Mancha region, Spain, using NOAA AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 13(5), 939-946.

- Caselles, V., Artigao, M. M., Hurtado, E., Coll, C., & Brasa, A. (1998). Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA-AVHRR images: application to the Barrax area, Albacete, Spain. *Remote Sensing of Environment*, 63(1), 1-10.
- Chapin III, F. S., Kofinas, G. P., & Folke, C. (Eds.). (2009). *Principles of ecosystem stewardship: resilience-based natural resource management in a changing world*. Springer Science & Business Media.
- Chapin III, F. S., Matson, P. A., & Vitousek, P. (2011). *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer Science & Business Media.
- Chaplin-Kramer, R., Ramler, I., Sharp, R., Haddad, N. M., Gerber, J. S., West, P. C., ... & Mueller, C. (2015). Degradation in carbon stocks near tropical forest edges. *Nature communications*, 6, 10158.
- Chen, C. F., & Rothschild, R. (2010). An application of hedonic pricing analysis to the case of hotel rooms in Taipei. *Tourism Economics*, 16(3), 685-694.
- Naylor, R. E. L. (2012). *Crop Ecology: Productivity and Management in Agricultural Systems*, by DJ Connor, RS Loomis & KG Cassman. xii+ 568 pp. Cambridge, UK: Cambridge University Press (2011).£ 38.00. ISBN: 9780521744034. *The Journal of Agricultural Science*, 150(2), 285-285.
- Contreras, S., Santoni, C. S., & Jobbágy, E. G. (2013). Abrupt watercourse formation in a semiarid sedimentary landscape of central Argentina: the roles of forest clearing, rainfall variability and seismic activity. *Ecohydrology*, 6(5), 794-805.
- Cook, P. G., Walker, G. R., & Jolly, I. D. (1989). Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *Journal of hydrology*, 111(1-4), 195-212.
- Cramer, V. A., Hobbs, R. J. (2002). Ecological consequences of altered hydrological regimes in fragmented ecosystems in southern Australia: impacts and possible management responses. *Austral Ecology*, 27(5), 546-564.
- Cramer, V. A., & Hobbs, R. J. (2005). Assessing the ecological risk from secondary salinity: A framework addressing questions of scale and threshold responses. *Austral ecology*, 30(5), 537-545.
- Cramer, V. A., Hobbs, R. J., Atkins, L., & Hodgson, G. (2005). The influence of local elevation on soil properties and tree health in remnant eucalypt woodlands affected by secondary salinity. *Plant and soil*, 265(1-2), 175-188.
- Dale, H. V., H. Offerman, R. Frohn, y R. H. Gardner. (1995). Landscape characterization and biodiversity research. Pages 47-65 en *Proceedings of the IUFRO Symposium, Measuring and Monitoring Biodiversity in Tropical and Temperate Forests*, Chiang Mai, Thailand.
- Daily, G. C. (1997). *Nature's services* (Vol. 19971). Island Press, Washington, DC.
- Del Castillo, Zapater de, M. A. (1985). *Esquema fitogeográfico de la provincia de Salta*. Secretaria de estado de asuntos agrarios. Dirección general agropecuaria. Departamento suelo, riego y clima. 23 pp y anexos
- de Waroux, Y. L. P., Garrett, R. D., Heilmayr, R., & Lambin, E. F. (2016). Land-use policies and corporate investments in agriculture in the Gran Chaco and Chiquitano. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(15), 4021-4026.
- Devani, M. R., Ploper, D., & Pérez, D. (2006). Evolución y estado actual de la producción de soja en el noroeste argentino. *Las Talitas: Estación Experimental Agroindustrial "Obispo Colombes" (EEAOC)*.
- Di Bella, C. M., Rebella, C. M., & Paruelo, J. M. (2000). Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina. *International Journal of Remote Sensing*, 21(4), 791-797.

- Di Rienzo J.A., Casanoves F., Balzarini M.G., Gonzalez L., Tablada M., Robledo C.W. (2008). InfoStat, versión 2008, Grupo InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Dohoo, I. R., Ducrot, C., Fourichon, C., Donald, A., & Hurnik, D. (1997). An overview of techniques for dealing with large numbers of independent variables in epidemiologic studies. *Preventive veterinary medicine*, 29(3), 221-239.
- Dussart, E., Lerner, P. A. M. E. L. A., & Peinetti, R. (1998). Long term dynamics of 2 populations of *Prosopis caldenia* Burkart. *Rangeland Ecology & Management/Journal of Range Management Archives*, 51(6), 685-691.
- Eberbach, P. L. (2003). The eco-hydrology of partly cleared, native ecosystems in southern Australia: a review. *Plant and Soil*, 257(2), 357-369.
- Elliot ET; JW Jeil; EF Kelly; H Curtis Monger. (1999). Soil structural and other physical properties, in *Standard Soil Methods for Long Term Ecological Research*, edited by GP Robertson *et al.* pp 74-85, Oxford University Press, New York.
- Famiglietti, J. S., & Wood, E. F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30(11), 3061-3078.
- FAO (2007). Situación de los Bosques del Mundo, 2007. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, Italia. 143 pp.
- FAO (2009). State of the World's Forests. FAO, Rome, Italy, 168 pp.
- Farley, K. A., Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2005). Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global change biology*, 11(10), 1565-1576.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N., & Leduc, C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resources Research*, 45(7).
- Ferraz, S. F., de Paula Lima, W., & Rodrigues, C. B. (2013). Managing forest plantation landscapes for water conservation. *Forest Ecology and Management*, 301, 58-66.
- Fischer, J. and Lindenmayer, D.B., (2007). Landscape modification and habitat fragmentation: a synthesis. *Global ecology and biogeography*, 16(3), pp.265-280.
- Fisher, B., Turner, R. K., & Morling, P. (2009). Defining and classifying ecosystem services for decision making. *Ecological economics*, 68(3), 643-653.
- Foley, J. A., S. Levis, M. H. Costa, W. Cramer, and D. Pollard (2000), Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models, *Ecol. Appl.*, 10(6), 1620–1632.
- Foley, J. A., DeFries, R., Asner, G. P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S. R., ... & Helkowski, J. H. (2005). Global consequences of land use. *science*, 309(5734), 570-574.
- Folke, C., Carpenter, S., Walker, B., Scheffer, M., Elmqvist, T., Gunderson, L., & Holling, C. S. (2004). Regime shifts, resilience, and biodiversity in ecosystem management. *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.*, 35, 557-581.
- Fontana, L. J. (1881). *El gran chaco*. Ostwald y Martínez.
- Frankenberger, W. T., Tabatabai, M. A., Adriano, D. C., & Doner, H. E. (1996). Bromine, chlorine, & fluorine. *Methods of Soil Analysis Part 3—Chemical Methods*, (methodsofsoilan3), 833-867.
- Friedman, M. (1937). The use of ranks to avoid the assumption of normality implicit in the analysis of variance. *Journal of the am statistical association*, 32(200), 675-701.
- Fuertes, A. (2004). Programa marco para la gestión sostenible de los recursos hídricos de la cuenca del Plata en relación con los efectos hidrogeológicos de la variabilidad y

- el cambio climático; Caso de estudio sistema acuífero Yrenda-Toba-Tarijeño Paraguay-Argentina-Bolivia. UNESCO/ OEA/ ISARM/ AMERICAS – INASLA
- Galili, T. (2015). dendextend: an R package for visualizing, adjusting and comparing trees of hierarchical clustering. *Bioinformatics*, 31(22), 3718-3720.
- García, R.F. (1998). Hidrogeología del Chaco Boreal Salteño – Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Inédito.
- García, M., Villagarcía, L., Contreras, S., Domingo, F., & Puigdefábregas, J. (2007). Comparison of three operative models for estimating the surface water deficit using ASTER reflective and thermal data. *Sensors*, 7(6), 860-883.
- García, A. G., Di Bella, C. M., Houspanossian, J., Magliano, P. N., Jobbágy, E. G., Posse, G., ... & Noretto, M. D. (2017). Patterns and controls of carbon dioxide and water vapor fluxes in a dry forest of central Argentina. *Agricultural and forest meteorology*, 247, 520-532.
- García, A. G., Gallego-Elvira, B., Campos, A. N., Di Bella, C., Olivos, A., & Posse, G. (2013). Evaluation of remote sensing based evapotranspiration products over three dominant Argentinean ecosystem types. Final.
- García Collazo, Agustina. (2011). "Procesos de ordenamiento territorial rural (OTR) en Iberoamérica y la Argentina : síntesis de experiencias y evaluación de propuestas". Trabajo de Intensificación para obtener el grado de Licenciado en Ciencias Ambientales otorgado por Universidad de Buenos Aires. Facultad de Agronomía.
- García Collazo, M. A., and J. M. Paruelo. (2015). Ordenamiento territorial de bosques nativos en Argentina: Resultados de la zonificación en Argentina. En: Ordenamiento Territorial: Conceptos, Metodologías y Experiencia.
- Gardner, R. H., O'Neill, R. V., Turner, M. G., & Dale, V. H. (1989). Quantifying scale-dependent effects of animal movement with simple percolation models. *Landscape Ecology*, 3(3-4), 217-227.
- Garrison, J. D., & Adler, G. P. (1990). Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, 44(4), 225-241.
- Gasparri, N. I., & Grau, H. R. (2009). Deforestation and fragmentation of Chaco dry forest in NW Argentina (1972–2007). *Forest ecology and Management*, 258(6), 913-921.
- Gasparri, N. I., Grau, H. R., & Gutiérrez Angonese, J. (2013). Linkages between soybean and neotropical deforestation: Coupling and transient decoupling dynamics in a multi-decadal analysis. *Global Environmental Change*, 23(6), 1605–1614.
- Gautreau, P., L. Langbehn, and L. E. Ruoso. (2014). Movilización de información en el Ordenamiento Territorial de Bosques Nativos de Argentina. La heterogeneidad de los mapeos provinciales y la institucionalización de la problemática ambiental. III Jornadas Nacionales de Investigación y Docencia en Geografía. Tandil, Argentina.
- Gentry, A. H. (1995). Diversity and floristics composition of neotropical dry forests. In seasonally dry tropical forests.
- George, R., McFarlane, D., & Nulsen, B. (1997). Salinity threatens the viability of agriculture and ecosystems in Western Australia. *Hydrogeology Journal*, 5(1), 6-21.
- Gergel, S. E., & Turner, M. G. (Eds.). (2017). Learning landscape ecology: a practical guide to concepts and techniques. Springer.
- Ghassemi, F., Jakeman, A. J., & Nix, H. A. (1995). Salinisation of land and water resources: human causes, extent, management and case studies. CAB international.

- Giambelluca, T. W., Ziegler, A. D., Nullet, M. A., Truong, D. M., & Tran, L. T. (2003). Transpiration in a small tropical forest patch. *Agricultural and Forest Meteorology*, 117(1-2), 1-22.
- Giménez, R., Mercau, J. L., Houspanossian, J., & Jobbágy, E. G. (2015). Balancing agricultural and hydrologic risk in farming systems of the Chaco plains. *Journal of Arid Environments*, 123, 81-92.
- Giménez, R., Mercau, J., Nosetto, M., Páez, R., & Jobbágy, E. (2016). The ecohydrological imprint of deforestation in the semiarid Chaco: insights from the last forest remnants of a highly cultivated landscape. *Hydrological Processes*, 30(15), 2603-2616.
- Glatzle, A. (2004). *Sistemas Productivos en el Chaco Central Paraguayo: Características, Particularidades*. Loma Plata: INTTAS.
- Gómez, M., Olioso, A., Sobrino, J. A., & Jacob, F. (2005). Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, 96(3-4), 399-408.
- Grau, H. R., Gasparri, N. I., & Aide, T. M. (2005). Agriculture expansion and deforestation in seasonally dry forests of north-west Argentina. *Environmental Conservation*, 32(2), 140-148.
- Grau, H. R., Gasparri, N. I., & Aide, T. M. (2008). Balancing food production and nature conservation in the Neotropical dry forests of northern Argentina. *Global Change Biology*, 14(5), 985-997.
- Griffiths, N., J. Bono, M. A. García Collazo, y M. Taurian. (2014). Situación de los Ordenamientos Territoriales de Bosques Nativos en la Región Chaqueña - Ley N° 26.331. Primer Congreso Internacional de Gran Chaco Americano. Santiago del Estero, Argentina.
- Hall, A. J., C. M. Rebella, C. M. Ghera, y J.-P. Culot. (1992). Field crop systems of the Pampas. Pages 413-450 en *Field crop ecosystems*. Elsevier, Amsterdam.
- Hargrove, W. W., & Pickering, J. (1992). Pseudoreplication: a sine qua non for regional ecology. *Landscape Ecology*, 6(4), 251-258.
- Hatton, T., & George, R. (2001). The role of afforestation in managing dryland salinity. *Plantations, Farm Forestry and Water*. RIRDC Publication, (1/20), 28-35.
- Hatton, T; P Reggiani & G Hodgson. (2002). The role of trees in the water salt balances of catchments. pp 28-42. En: *Trees, Water and Salt: an Australian Guide to Using Trees for Healthy Catchments and Productive Farms*. Joint Venture Agroforestry Program and CSIRO, Australia.
- Herbst, M., Roberts, J. M., Rosier, P. T., Taylor, M. E., & Gowing, D. J. (2007). Edge effects and forest water use: a field study in a mixed deciduous woodland. *Forest Ecology and Management*, 250(3), 176-186.
- Hicke, J. A., Asner, G. P., Randerson, J. T., Tucker, C., Los, S., Birdsey, R., ... & Field, C. (2002). Trends in North American net primary productivity derived from satellite observations, 1982–1998. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(2), 2-1.
- Hillel, D. (200) *Salinity Management for Sustainable Irrigation*. Integrating Science, and Economics, The International Bank for Reconstruction and Development.
- Hobbs, R. J. (1993). Effects of landscape fragmentation on ecosystem processes in the Western Australian wheatbelt. *Biological conservation*, 64(3), 193-201.
- Hobbs, R. J., Cramer, V. A., & Kristjanson, L. J. (2003). What happens if we cannot fix it? Triage, palliative care and setting priorities in salinising landscapes. *Australian Journal of Botany*, 51(6), 647-653.

- Houspanossian, J., Giménez, R., Baldi, G., & Nosetto, M. (2016). Is aridity restricting deforestation and land uses in the South American Dry Chaco?. *Journal of Land Use Science*, 11(4), 369-383.
- Hurlbert, S. H. (1984). Pseudoreplication and the design of ecological field experiments. *Ecological monographs*, 54(2), 187-211.
- Innes, J. L. (1998). Measuring environmental change. En *Ecological scale: theory and applications*, p 429-57.
- INTA (2006). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria .Mapa digital de precipitación media anual del NOA.
- INTA (2009). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Carta de suelos.
- INTA (2012) Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Isohietas anuales del noroeste argentino. (<https://inta.gob.ar/documentos/isohietas-anuales-del-noroeste-argentino>)
- Iriondo M. (1987). Map of the aggradation plains of Argentina. XII International INQUA Congress, Ottawa, abstract, p. 191.
- Iriondo, M. (1993). Geomorphology and late Quaternary of the Chaco. *Geomorphology*, 7, 289-303.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J., & Idso, S. B. (1977). Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water resources research*, 13(3), 651-656.
- Jackson, R. D., Hatfield, J. L., Reginato, R. J., Idso, S. B., & Pinter Jr, P. J. (1983). Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. *Agricultural Water Management*, 7(1-3), 351-362.
- Jackson, R. D. (1985). Evaluating evapotranspiration at local and regional scales. *Proceedings of the IEEE*, 73(6), 1086-1096.
- Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, 108(3), 389-411.
- Jackson, R. B., Carpenter, S. R., Dahm, C. N., McKnight, D. M., Naiman, R. J., Postel, S. L., & Running, S. W. (2001). Water in a changing world. *Ecological applications*, 11(4), 1027-1045.
- Jaeger, J. A. G. (2000). Landscape division, splitting index, and effective mesh size: new measures of landscape fragmentation. *Landscape Ecology* 15(2):115-130.
- James, G., Witten, D., Hastie, T., & Tibshirani, R. (2013). An introduction to statistical learning (Vol. 112, p. 18). New York: springer.
- Jayawickreme, DH; CS Santoni; JH Kim; EG Jobbágy; RB Jackson. (2012). Changes in hydrology and salinity accompanying a century of agricultural conversion in Argentina. *Ecological Applications*, 21(7), 2011, pp. 2367–2379.
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2004). Groundwater use and salinization with grassland afforestation. *Global Change Biology*, 10(8), 1299-1312.
- Jobbágy, E. G., Nosetto, M. D., Santoni, C. S., & Baldi, G. (2008). El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. *Ecología austral*, 18(3), 305-322.
- Jobbágy, E. G., Nosetto, M. D., Villagra, P. E., & Jackson, R. B. (2011). Water subsidies from mountains to deserts: Their role in sustaining groundwater-fed oases in a sandy landscape. *Ecological Applications*, 21(3), 678-694.
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., ... & Dolman, A. J. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467(7318), 951.

- Karlin, U. O. T., Catalan, L. A., & Coirini, R. O. (1994). La naturaleza y el hombre en el Chaco Seco.
- Kelliher, F. M., Leuning, R., & Schulze, E. D. (1993). Evaporation and canopy characteristics of coniferous forests and grasslands. *Oecologia*, 95(2), 153-163.
- Kenkel, N. C., Derksen, D. A., Thomas, A. G., & Watson, P. R. (2002). Multivariate analysis in weed science research. *Weed Science*, 50(3), 281-292.
- Klass, J. R., Peters, D. P., Trojan, J. M., & Thomas, S. H. (2012). Nematodes as an indicator of plant–soil interactions associated with desertification. *Applied soil ecology*, 58, 66-77.
- Kruskal, W. H., & Wallis, W. A. (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *Journal of the American statistical Association*, 47(260), 583-621.
- Lathuillière, M. J., Johnson, M. S., & Donner, S. D. (2012). Water use by terrestrial ecosystems: temporal variability in rainforest and agricultural contributions to evapotranspiration in Mato Grosso, Brazil. *Environmental Research Letters*, 7(2), 024024.
- Laurance, W. F., Ferreira, L. V., Rankin-de Merona, J. M., & Laurance, S. G. (1998). Rain forest fragmentation and the dynamics of Amazonian tree communities. *Ecology*, 79(6), 2032-2040.
- La Rosa, D., & Privitera, R. (2013). Characterization of non-urbanized areas for land-use planning of agricultural and green infrastructure in urban contexts. *Landscape and Urban Planning*, 109(1), 94-106.
- Le, S Julie Josse, Francois Husson (2008). FactoMineR: An R Package for Multivariate Analysis. *Journal of Statistical Software*, 25(1), 1-18..
- Le Maitre, D. C., Scott, D. F., & Colvin, C. (1999). Review of information on interactions between vegetation and groundwater.
- Leblanc, MJ; G Favreau; S Massuel; SO Tweed & M Loireau. (2008). Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change* 61(3-4):135-150.
- Ledesma, N.R. (1992). Caracteres de la semiaridez en el Chaco Seco.
- Leduc, C., Favreau, G., & Schroeter, P. (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in south-west Niger. *Journal of hydrology*, 243(1-2), 43-54.
- Legendre, P., & Legendre, L. F. (1998). Numerical ecology (Vol. 24). Elsevier.
- Liang, S. (2001). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote sensing of environment*, 76(2), 213-238.
- Lillesand, T., Kiefer, R. W., & Chipman, J. (2015). Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons.
- Lima, W. D. P., Laprovitera, R., Ferraz, S. F. B., Rodrigues, C. B., & Silva, M. M. (2012). Forest plantations and water consumption: a strategy for hydrosolidarity. *international Journal of Forestry research*, 2012.
- Lin, F. J. (2008). Solving multicollinearity in the process of fitting regression model using the nested estimate procedure. *Quality & Quantity*, 42(3), 417-426.
- Lovelock, J. (2007). The revenge of gaia: earth's climate crisis & the fate of humanity. Basic Books.
- Lucht, W., Schaaf, C. B., & Strahler, A. H. (2000). An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(2), 977-998.

- Ludwig, J. A., Wilcox, B. P., Breshears, D. D., Tongway, D. J., & Imeson, A. C. (2005). Vegetation patches and runoff–erosion as interacting ecohydrological processes in semiarid landscapes. *Ecology*, 86(2), 288-297.
- Mackay, D. S., Ewers, B. E., Cook, B. D., & Davis, K. J. (2007). Environmental drivers of evapotranspiration in a shrub wetland and an upland forest in northern Wisconsin. *Water Resources Research*, 43(3).
- Madden, B., Hayes, G., & Duggan, K. (2000). National Investment in Rural Landscapes: An Investment Scenario for National Farmers' Federation and Australian Conservation Foundation with the Assistance of Land and Water Resources Research and Development Corporation. Melbourne: Australian Conservation Foundation and National Farmers' Federation.
- Maddonni, G. A. (2012). Analysis of the climatic constraints to maize production in the current agricultural region of Argentina—a probabilistic approach. *Theoretical and Applied Climatology*, 107(3-4), 325-345.
- Maderey Rascon, L. E., & Roman, J. (2005). Principios de hidrogeografía. Estudio del ciclo hidrológico. UNAM.
- Maechler, M., Rousseeuw, P., Struyf, A., Hubert, M., & Hornik, K. (2012). Cluster: cluster analysis basics and extensions. R package version, 1(2), 56.
- Magliano, P. N., Fernández, R. J., Mercáu, J. L., & Jobbágy, E. G. (2015a). Precipitation event distribution in Central Argentina: spatial and temporal patterns. *Ecohydrology*, 8(1), 94-104.
- Magliano, P. N., Breshears, D. D., Fernández, R. J., & Jobbágy, E. G. (2015b). Rainfall intensity switches ecohydrological runoff/runon redistribution patterns in dryland vegetation patches. *Ecological Applications*, 25(8), 2094-2100.
- Magliano, P. N., Giménez, R., Houspanossian, J., Páez, R. A., Noretto, M. D., Fernández, R. J., & Jobbágy, E. G. (2017). Litter is more effective than forest canopy reducing soil evaporation in Dry Chaco rangelands. *Ecohydrology*, 10(7), e1879.
- Marchesini V. Fernandez RJ, Jobbágy EG. (2013). Exhaustive water use by a woodland precludes salt leaching and sustains wet soils. *Oecologia*. 171(1). 1003 - 1012
- Marchesini, V. A., Giménez, R., Noretto, M. D., & Jobbágy, E. G. (2017). Ecohydrological transformation in the Dry Chaco and the risk of dryland salinity: Following Australia's footsteps?. *Ecohydrology*, 10(4), e1822.
- Marquardt, D. W. (1980). Comment: You should standardize the predictor variables in your regression models. *Journal of the American Statistical Association*, 75(369), 87-91.
- Maass, J. M. y A. Martínez-Yrizar. 1990. Los ecosistemas: definición, origen e importancia del concepto. En: *Ecología y Conservación*. Número especial de la revista *Ciencias* No. 4:10-20.
- Maass, J. M. (2007). La investigación de procesos ecológicos y el manejo integrado de cuencas hidrográficas: un análisis del problema de escala. H. Cotler, El manejo integral de cuencas en México: estudios y reflexiones para orientar la política ambiental, México, INE, 1-62.
- McIntyre, S., & Hobbs, R. (1999). A framework for conceptualizing human effects on landscapes and its relevance to management and research models. *Conservation biology*, 13(6), 1282-1292.
- Milchunas, D. T., & Lauenroth, W. K. (1995). Inertia in plant community structure: state changes after cessation of nutrient-enrichment stress. *Ecological Applications*, 5(2), 452-458.

- Milkovic, Mayra. (2011). Consecuencias del cambio en el uso del suelo sobre la dinámica del agua en dos sistemas semiáridos. Maestría en Recursos Naturales. EPG-UBA. <http://epg.agro.uba.ar/ms-recnat/tesis-aprobadas-de-la-maestria-en-recursos-naturales>. Director: José M. Paruelo; Consejero: Marcelo D. Nosoetto.
- Minetti, J. L. (1999). Atlas Climático del Noroeste Argentino. Laboratorio Climatológico Sudamericano. Tucumán: Fundación Zona Caldenius.
- Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Gash, J. H. C., Holmes, T. R. H., & Dolman, A. J. (2011). Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale.
- Monteith, J. L. (1972). Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *Journal of applied ecology*, 9(3), 747-766.
- Moore, G. W., Barre, D. A., & Owens, M. K. (2012). Does Shrub Removal Increase Groundwater Recharge in Southwestern Texas Semiarid Rangelands?. *Rangeland Ecology & Management*, 65(1), 1-10.
- Morello, J. (1981). Gran Chaco: el proceso de expansión de la frontera agrícola desde el punto de vista ecológico ambiental.
- Moreno-de las Heras, M., Saco, P. M., Willgoose, G. R., y Tongway, D. J. (2012). Variations in hydrological connectivity of Australian semiarid landscapes indicate abrupt changes in rainfall-use efficiency of vegetation. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(G3).
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115(8), 1781-1800.
- Munns, R., & Tester, M. (2008). Mechanisms of salinity tolerance. *Annu. Rev. Plant Biol.*, 59, 651-681.
- Naumann M. (2006): Atlas del Gran Chaco Sudamericano. Sociedad Alemana de Cooperación Técnica (GTZ). 92 pp. ErreGé & Asoc. Buenos Aires.
- Nemani, R. R., Keeling, C. D., Hashimoto, H., Jolly, W. M., Piper, S. C., Tucker, C. J., ... & Running, S. W. (2003). Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *science*, 300(5625), 1560-1563.
- Newman BD, Wilcox BP, Archer SR, Breshears DD, Dahm CN, Duffy CJ, McDowell NG, Phillips FM, Scanlon BR, Vivoni ER. (2006). Ecohydrology of water-limited environments: a scientific vision. *Water Resources Research* 42(6): W06302.
- Nolan, B. T., Healy, R. W., Taber, P. E., Perkins, K., Hitt, K. J., & Wolock, D. M. (2007). Factors influencing ground-water recharge in the eastern United States. *Journal of Hydrology*, 332(1-2), 187-205.
- Nosoetto, M. D., Jobbágy, E. G., & Paruelo, J. M. (2005). Land-use change and water losses: the case of grassland afforestation across a soil textural gradient in central Argentina. *Global Change Biology*, 11(7), 1101-1117.
- Nosoetto, M. D., Jobbágy, E. G., Tóth, T., & Jackson, R. B. (2008). Regional patterns and controls of ecosystem salinization with grassland afforestation along a rainfall gradient. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(2).
- Nosoetto, M. D., Jobbágy, E. G., Brizuela, A. B., & Jackson, R. B. (2012). The hydrologic consequences of land cover change in central Argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 154, 2-11.
- Noy-Meir, I. (1973). Desert ecosystems: environment and producers. *Annual review of ecology and systematics*, 4(1), 25-51.

- Okin, G. S., & Gillette, D. A. (2001). Distribution of vegetation in wind-dominated landscapes: Implications for wind erosion modeling and landscape processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D9), 9673-9683.
- Okin, G. S., Heras, M. M. D. L., Saco, P. M., Throop, H. L., Vivoni, E. R., Parsons, A. J., ... y Peters, D. P. (2015). Connectivity in dryland landscapes: shifting concepts of spatial interactions. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 13(1), 20-27.
- Oksanen, L. (2001). Logic of experiments in ecology: is pseudoreplication a pseudoissue?. *Oikos*, 94(1), 27-38.
- O'Neill, R. V., Deangelis, D. L., Waide, J. B., Allen, T. F., & Allen, G. E. (1986). A hierarchical concept of ecosystems (No. 23). Princeton University Press.
- O'Neill, R.V. (1989). Perspectives in Hierarchy and Scale. in *Perspectives in ecological theory* (Vol. 986). Princeton University Press.
- Onofri, A., Carbonell, E. A., Piepho, H. P., Mortimer, A. M., & Cousens, R. D. (2010). Current statistical issues in Weed Research. *Weed Research*, 50(1), 5-24.
- Osmond, C. B., Björkman, O., & Anderson, D. J. (2012). Physiological processes in plant ecology: toward a synthesis with Atriplex (Vol. 36). Springer Science & Business Media.
- Pannell, D. J. (2001). Dryland salinity: economic, scientific, social and policy dimensions. *Australian Journal of Agricultural and Resource Economics*, 45(4), 517-546.
- Pannell, D. J., & Ewing, M. A. (2006). Managing secondary dryland salinity: options and challenges. *Agricultural Water Management*, 80(1), 41-56.
- Parker, S. S., Seabloom, E. W., & Schimel, J. P. (2012). Grassland community composition drives small-scale spatial patterns in soil properties and processes. *Geoderma*, 170, 269-279.
- Paruelo, J. M., Epstein, H. E., Lauenroth, W. K., & Burke, I. C. (1997). ANPP estimates from NDVI for the central grassland region of the United States. *Ecology*, 78(3), 953-958.
- Paruelo, J. M., Oesterheld, M., Del Pino, F., Guerschmann, J. P., Verón, S. R., Piñeiro Guerra, G., ... & Vasallo, M. (2004). Patrones espaciales y temporales de la expansión de Soja en Argentina: relación con factores socio-económicos y ambientales. Informe final LART/FAUBA al Banco Mundial.
- Paruelo *et al.*, (2008). Expansión de la soja en Argentina, Convenio ProForest. Informe final LART/FAUBA
- Paruelo, J. M., Texeira, M., Staiano, L., Mastrángelo, M., Amdan, L., & Gallego, F. (2016). An integrative index of Ecosystem Services provision based on remotely sensed data. *Ecological indicators*, 71, 145-154.
- Paruelo, J. M., Verón, S. R., Volante, J. N., Seghezzo, L., Vallejos, M., Amdan, M. L., ... & Davanzo, B. (2011). Elementos conceptuales y metodológicos para la Evaluación de Impactos Ambientales Acumulativos (EIAAc) en bosques subtropicales: El caso del este de Salta, Argentina. *Ecología austral*, 21(2), 163-178.
- Pasotti, P., (1974). La Neotectónica en la Llanura Pampeana. *Fundamentos para el mapa neotectónico*. Instituto de Fisiografía y Geología, Fac. Cs. Exac. e Ingeniería, Univ. Nac. de Rosario, LVIII, 28.
- Pasotti, P., (1975). Nuevo aporte a la Neotectónica de la llanura chaco-pampeana. Segundo Congreso Ibero-Americano de Geología Económica 4, Buenos Aires, 301-314.
- Pavelic, P., Dillon, P. J., Narayan, K. A., Herrmann, T. N., & Barnett, S. R. (1997). Integrated groundwater flow and agronomic modelling for management of dryland

- salinity of a coastal plain in southern Australia. *Agricultural Water Management*, 35(1-2), 75-93.
- Pearson, S. M., Turner, M. G., Gardner, R. H., & O'Neill, R. V. (1996). An organism-based perspective of habitat fragmentation. *Biodiversity in managed landscapes: Theory and practice*, 77-95.
- Pengue, W. A., & Morello, J. (2000). Cultivos transgénicos: hacia dónde vamos?: algunos efectos sobre el ambiente, la sociedad y la economía de la nueva "recombinación" tecnológica. *Lugar*.
- Peri, V.G. y Rossello, E.A. (2008). Influencias morfoestructurales e hidrográficas de las Lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco, Argentina). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 418-419, Jujuy.
- Peters, D. P., Groffman, P. M., Nadelhoffer, K. J., Grimm, N. B., Collins, S. L., Michener, W. K., & Huston, M. A. (2008). Living in an increasingly connected world: a framework for continental-scale environmental science. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(5), 229-237.
- Peterson, G., Allen, C. R., & Holling, C. S. (1998). Ecological resilience, biodiversity, and scale. *Ecosystems*, 1(1), 6-18.
- Phillips, F. M. (1994). Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. *Soil Science Society of America Journal*, 58(1), 15-24.
- Pinheiro, J. C., & Bates, D. M. (2000). Linear mixed-effects models: basic concepts and examples. *Mixed-effects models in S and S-Plus*, 3-56.
- Piñeiro, G., Oesterheld, M., & Paruelo, J. M. (2006). Seasonal variation in aboveground production and radiation-use efficiency of temperate rangelands estimated through remote sensing. *Ecosystems*, 9(3), 357-373.
- Piquer-Rodríguez, M., Torella, S., Gavier-Pizarro, G., Volante, J., Somma, D., Ginzburg, R., & Kuemmerle, T. (2015). Effects of past and future land conversions on forest connectivity in the Argentine Chaco. *Landscape Ecology*, 30(5), 817-833.
- Pressey, R. L., Ferrier, S., Hager, T. C., Woods, C. A., Tully, S. L., & Weinman, K. M. (1996). How well protected are the forests of north-eastern New South Wales? Analyses of forest environments in relation to formal protection measures, land tenure, and vulnerability to clearing. *Forest Ecology and Management*, 85(1-3), 311-333.
- Prince, S. D. (1991). A model of regional primary production for use with coarse resolution satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 12(6), 1313-1330.
- Prince, S. D., Goetz, S. J., Dubayah, R. O., Czajkowski, K. P., & Thawley, M. (1998). Inference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using Advanced Very High-Resolution Radiometer satellite observations: comparison with field observations. *Journal of Hydrology*, 212, 230-249.
- Pringle, C.M. (2001). Hydrologic connectivity and the management of biological reserves: A global perspective. *Ecological Applications* 11(4): 981-998.
- Kemper, J., Cowling, R. M., Richardson, D. M., Forsyth, G. G., & McKelly, D. H. (2000). Landscape fragmentation in South Coast Renosterveld, South Africa, in relation to rainfall and topography. *Austral Ecology*, 25(2), 179-186.
- Qin, Z., Karnieli, A., & Berliner, P. (2001). A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International journal of remote sensing*, 22(18), 3719-3746.
- Quattrochi, D. A., & Pelletier, R. E. (1991). Remote sensing for analysis of landscapes: an introduction. *Ecological Studies*, 82, 51-76.

- R Development Core Team (2008) R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>.
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., & Brakensiek, D. L. (1992). Estimating soil hydraulic properties from soils data. Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils, 329-340.
- Reid, K. D., Wilcox, B. P., Breshears, D. D., & MacDonald, L. (1999). Runoff and erosion in a Piñon–Juniper woodland influence of vegetation patches. *Soil Science Society of America Journal*, 63(6), 1869-1879.
- Reynolds, J. F., Kemp, P. R., & Tenhunen, J. D. (2000). Effects of long-term rainfall variability on evapotranspiration and soil water distribution in the Chihuahuan Desert: a modeling analysis. *Plant Ecology*, 150(1-2), 145-159.
- Reynolds, J. F., Smith, D. M. S., Lambin, E. F., Turner, B. L., Mortimore, M., Batterbury, S. P. & Huber-Sannwald, E. (2007). Global desertification: building a science for dryland development. *science*, 316(5826), 847-851.
- Riitters, K. H., O'Neill, R. V., Hunsaker, C. T., Wickham, J. D., Yankee, D. H., Timmins, S. P., ... & Jackson, B. L. (1995). A factor analysis of landscape pattern and structure metrics. *Landscape ecology*, 10(1), 23-39.
- Ringgaard, R., Herbst, M., & Friberg, T. (2012). Partitioning of forest evapotranspiration: The impact of edge effects and canopy structure. *Agricultural and forest meteorology*, 166, 86-97.
- Rodríguez, J., Beard Jr, T. D., Bennett, E., Cumming, G., Cork, S., Agard, J., ... & Peterson, G. (2006). Trade-offs across space, time, and ecosystem services. *Ecology and society*, 11(1).
- Rueda, C. V., Baldi, G., Verón, S. R., & Jobbágy, E. G. (2013). Apropiación humana de la producción primaria en el Chaco Seco. *Ecología austral*, 23(1), 44-54.
- Ruiz JM. (2003). Utilización del balance de cloruros en la zona no saturada en la estimación de la recarga natural a un acuífero detrítico. *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo J. Álvarez-Benedí y P. Marinero. Vol VI*.
- Ruprecht, J. K., & Schofield, N. J. (1991). Effects of partial deforestation on hydrology and salinity in high salt storage landscapes. I. Extensive block clearing. *Journal of Hydrology*, 129(1-4), 19-38.
- Salama, R. B., Otto, C. J., & Fitzpatrick, R. W. (1999). Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 46-64.
- Sanchez, J. M., y V. Caselles. (2004). Determining actual evapotranspiration in a boreal forest. *Recent Research Developments in Geophysics* 6:59-80.
- Santoni, CS; EG Jobbágy; V Marchesini & S Contreras. (2008). Diferentes usos del suelo: consecuencias sobre balance hídrico y drenaje profundo en zonas semiáridas. XXI Congreso argentino de la ciencia del suelo: Semiárido: un desafío para la Ciencia. San Luis, Argentina.
- Santoni, C. S., Jobbágy, E. G., & Contreras, S. (2010). Vadose zone transport in dry forests of central Argentina: role of land use. *Water Resources Research*, 46(10).
- Sapanov, M. K. (2000). Water uptake by trees on different soils in the Northern Caspian region. *Pochvovedenie*, (11), 1318-1327.
- Satorre, E. H. (2005). Cambios tecnológicos en la agricultura argentina actual. *Ciencia Hoy*, 15(87), 24-31.
- Saunders, D.A., Hobbs, R.J. and Margules, C.R., (1991). Biological consequences of ecosystem fragmentation: a review. *Conservation biology*, 5(1), pp.18-32.

- Sayago, J. M. (1995). The Argentine neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 14(7-8), 755-766.
- SAyDS.(1998). Cartografía y Superficie de Bosque Nativo de Argentina al año 1998. UMSEF-Dirección de Bosques-SAyDS, publicado Dic 2002.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10(1), 18-39.
- Scanlon, B. R., Reedy, R. C., Stonestrom, D. A., Prudic, D. E., & Dennehy, K. F. (2005). Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US. *Global Change Biology*, 11(10), 1577-1593.
- Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes: An International Journal*, 20(15), 3335-3370.
- Scheffer, M., Brock, W., & Westley, F. (2000). Socioeconomic mechanisms preventing optimum use of ecosystem services: an interdisciplinary theoretical analysis. *Ecosystems*, 3(5), 451-471.
- Scheffer, M., & Carpenter, S. R. (2003). Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observation. *Trends in ecology & evolution*, 18(12), 648-656.
- Schenk H.J. & R.B. Jackson. (2005). Mapping the global distribution of deep roots in relation to climate and soil characteristics. *Geoderma*. 126(1-2), 129-140.
- SEGUIN, B., & ITIER, B. (1983). Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 4(2), 371-383.
- Sellers, P. J., Dickinson, R. E., Randall, D. A., Betts, A. K., Hall, F. G., Berry, J. A., ... & Sato, N. (1997). Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 275(5299), 502-509.
- Sharpe, D. M., Guntenspergen, G. R., Dunn, C. P., Leitner, L. A., & Stearns, F. (1987). Vegetation dynamics in a southern Wisconsin agricultural landscape. In *Landscape heterogeneity and disturbance* (pp. 137-155). Springer, New York, NY.
- SIIA. SISTEMA DE INTEGRADO DE INFORMACIÓN AGROPECUARIA. (2012). Ministerio de Agricultura, Ganadería y Pesca. Presidencia de la Nación.
- Sivapalan, M., Takeuchi, K., Franks, S. W., Gupta, V. K., Karambiri, H., Lakshmi, V., ... & Oki, T. (2003). IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *Hydrological sciences journal*, 48(6), 857-880.
- Slatyer, R. O. (1961). Methodology of a water balance study conducted on a desert woodland. *Acacia aneura*.
- Schlesinger, W. H., & Pilmanis, A. M. (1998). Plant-soil interactions in deserts. *Biogeochemistry*, 42(1-2), 169-187.
- Sobrino, J., Coll, C., & Caselles, V. (1991). Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote sensing of environment*, 38(1), 19-34.
- Sobrino, J. A., Caselles, V., & Coll, C. (1993). Theoretical split-window algorithms for determining the actual surface temperature. *Il Nuovo Cimento C*, 16(3), 219-236.
- Spescha, L. B., Long, M. E. F., & Murphy, G. M. (2008). Variación temporal de la evapotranspiración potencial en Salta, Argentina. *Actas XII Reunión Argentina de Agrometeorología*.
- Sternberg, H. O. R. (1987). Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation?. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 69(1), 201-219.

- Tapiador, F. J., Turk, F. J., Petersen, W., Hou, A. Y., García-Ortega, E., Machado, L. A., ... & De Castro, M. (2012). Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmospheric Research*, 104, 70-97.
- Taylor, P. D., Fahrig, L., Henein, K., & Merriam, G. (1993). Connectivity is a vital element of landscape structure. *Oikos*, 571-573.
- Tengberg, A. (1995). Nebkha dunes as indicators of wind erosion and land degradation in the Sahel zone of Burkina Faso. *Journal of Arid Environments*, 3(30), 265-282.
- Torrella, S. A., Ginzburg, R. G., Adámoli, J. M., & Galetto, L. (2013). Changes in forest structure and tree recruitment in Argentinean Chaco: Effects of fragment size and landscape forest cover. *Forest ecology and management*, 307, 147-154.
- Tortorelli, L. A. (1956). Maderas y bosques argentinos.
- Tóth, T., Csillag, F., Biehl, L. L., & Michéli, E. (1991). Characterization of semivegetated salt-affected soils by means of field remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 37(3), 167-180.
- Tucker, C. J., & Sellers, P. J. (1986). Satellite remote sensing of primary production. *International journal of remote sensing*, 7(11), 1395-1416.
- Turnbull, L., Wilcox, B. P., Belnap, J., Ravi, S., D'odorico, P., Childers, D., ... & Sankey, T. (2012). Understanding the role of ecohydrological feedbacks in ecosystem state change in drylands. *Ecohydrology*, 5(2), 174-183.
- UMSEF (Unidad de Manejo del Sistema de Evaluación Forestal), (2007). Informe sobre deforestación en Argentina. Dirección de Bosques, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 10 pp.
- USDA. United States Department of Agriculture. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. (1992). *National Soils Handbook*. Washington, DC.
- Vallejos, M., Volante, J. N., Mosciaro, M. J., Vale, L. M., Bustamante, M. L., & Paruelo, J. M. (2015). Transformation dynamics of the natural cover in the Dry Chaco ecoregion: a plot level geo-database from 1976 to 2012. *Journal of Arid Environments*, 123, 3-11.
- Van Dijk, A. I., Van Noordwijk, M., Calder, I. R., Bruijnzeel, S. L., Schellekens, J. A. A. P., & Chappell, N. A. (2009). Forest–flood relation still tenuous—comment on ‘Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world’ by CJA Bradshaw, NS Sodi, KS-H. Peh and BW Brook. *Global Change Biology*, 15(1), 110-115.
- Vargas R. (1997). Soluciones al Problema del agua en la expansión de la frontera agropecuaria de la Provincia del Chaco” – Campaña del Oeste – Programa III – Estudio Hidrogeológico Pico del Chaco, Resistencia, Chaco, Argentina.
- Vidal, A., & Perrier, A. (1989). Technical note Analysis of a simplified relation for estimating daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *International Journal of Remote Sensing*, 10(8), 1327-1337.
- Viglizzo, E. F., y Frank, F. C. (2006). Land-use options for Del Plata Basin in South America: Tradeoffs analysis based on ecosystem service provision. *Ecological Economics*, 57(1), 140-151.
- Viglizzo, E., & Jobbágy, E. G. (Eds.). (2010). *Expansión de la frontera agropecuaria en Argentina y su impacto ecológico-ambiental*. Buenos Aires: Ediciones INTA.
- Vitousek, P. M. (1994). Beyond global warming: ecology and global change. *Ecology*, 75(7), 1861-1876.
- Volante, J. N., Bianchi, A. R., Paoli, H. P., NoÚ, Y. E., Elena, H. J., & Cabral, C. M. (2005). Análisis de la dinámica del uso del suelo agrícola del Noroeste argentino mediante teledetección y sistemas de información geográfica. Período 2000-2005

- (No. U40 INTA 18109). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Buenos Aires (Argentina). Estación Experimental Agropecuaria Salta (Argentina). Proyecto de Relevamiento de Cultivos del NOA-PRO. RE. NOA..
- Volante, J. N., Alcaraz-Segura, D., Mosciaro, M. J., Viglizzo, E. F., & Paruelo, J. M. (2012). Ecosystem functional changes associated with land clearing in NW Argentina. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 154, 12-22.
- Volante, J. N., & Paruelo, J. M. (2015). Is forest or Ecological Transition taking place? Evidence for the Semiarid Chaco in Argentina. *Journal of Arid Environments*, 123, 21-30.
- Walker, G. R. (1998). Using soil water tracers to estimate recharge. CSIRO PUBLISHING.
- Walker GR, Gilfedder M, Williams J (1999). Effectiveness of current farming systems in the control of dryland salinity, CSIRO, CSIRO Land and Water.
- Walker, B., Holling, C. S., Carpenter, S. R., y Kinzig, A (2004). Resilience, adaptability and transformability in social–ecological systems. *Ecology and society*, 9(2).
- Walker, G. R., Jolly, I. D., & Cook, P. G. (1991). A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. *Journal of Hydrology*, 128(1-4), 49-67.
- Walvoord, M. A., Phillips, F. M., Stonestrom, D. A., Evans, R. D., Hartsough, P. C., Newman, B. D., & Striegl, R. G. (2003). A reservoir of nitrate beneath desert soils. *Science*, 302(5647), 1021-1024.
- Wickham H (2009). *ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. Springer.
- Wiens, J. A. (1989). Spatial scaling in ecology. *Functional ecology*, 3(4), 385-397.
- Wigmosta, M. S., L. W. Vail, and D. P. Lettenmaier (1994), A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain, *Water Resour. Res.*, 30(6), 1665–1679.
- Wilcox, B. P., Seyfried, M. S., Breshears, D. D., Stewart, B., & Howell, T. (2003). The water balance on rangelands. *Encyclopedia of water science*, 791-794.
- Wilcox, B.P., D.D. Breshears y C.D. Allen (2003). Ecohydrology of a Resource-Conserving semiarid woodland: effects of scale and disturbance. *Ecological Monographs* 73(2): 223-239.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., & Baldocchi, D. D. (2000). Factors controlling evaporation and energy partitioning beneath a deciduous forest over an annual cycle. *Agricultural and Forest Meteorology*, 102(2-3), 83-103.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., Mulholland, P. J., Baldocchi, D. D., & Wullschleger, S. D. (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and forest Meteorology*, 106(2), 153-168.
- Wood, S.N. (2011). Fast stable restricted maximum likelihood and marginal likelihood estimation of semiparametric generalized linear models. *Journal of the Royal Statistical Society (B)* 73(1):3-36.
- Wu, J., Shen, W., Sun, W., & Tueller, P. T. (2002). Empirical patterns of the effects of changing scale on landscape metrics. *Landscape Ecology*, 17(8), 761-782.
- WWF. 2017. Ecoregions. En <http://www.worldwildlife.org-biomes>. Consultado el 15/02/2018
- Yang, Z. P., Zhang, Q., Wang, Y. L., Zhang, J. J., & Chen, M. C. (2011). Spatial and temporal variability of soil properties under *Caragana microphylla* shrubs in the northwestern Shanxi Loess Plateau, China. *Journal of Arid Environments*, 75(6), 538-544.

- Yu, M., Gao, Q., Epstein, H. E., & Zhang, X. (2008). An ecohydrological analysis for optimal use of redistributed water among vegetation patches. *Ecological Applications*, 18(7), 1679-1688.
- Zak, M. R., & Cabido, M. (2002). Spatial patterns of the Chaco vegetation of central Argentina: Integration of remote sensing and phytosociology. *Applied Vegetation Science*, 5(2), 213-226.
- Zárate, M. A. (2003). Loess of southern south america. *Quaternary Science Reviews*, 22(18-19), 1987-2006.
- Zhang, L., Dawes, W. R., & Walker, G. R. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research*, 37(3), 701-708.
- Zhang, W., Ricketts, T. H., Kremen, C., Carney, K., y Swinton, S. M (2006). Ecosystem services and dis-services to agriculture. *Ecological economics*, 64(2), 253-260.
- Zoomers, E. B., & Goldfarb, L. I. (2013). The drivers behind the rapid expansion of genetically modified soya production into the Chaco region of Argentina.
- Zhu, J. K. (2001). Plant salt tolerance. *Trends in plant science*, 6(2), 66-71.
- Zuur, A., Ieno, E. N., Walker, N., Saveliev, A. A., & Smith, G. M. (2009). *Mixed effects models and extensions in ecology with R*. Springer Science & Business Media.

ANEXOS

Anexo 1

Capítulo 2

Resultados de las variables de contenido hídrico

Cuadro A1.1: Resultados del contenido hídrico promedio por pozo para las distancias de las transectas de lotes pareados. (0 m desde el lote con monte, hasta 300 m en el lote desmontado) La humedad relativa se obtuvo mediante $CH_g \times Dap / CC_{vol}$, y representa el contenido hídrico del perfil en función de su capacidad de retención hídrica.

Transecta	uso del lote	distancia (m)	n	mm de agua				Humedad relativa				Volumen / volumen (m ³ /m ³)			
				Media	D,E,	Mín	Máx	Media	D,E,	Mín	Máx	Media	D,E,	Mín	Máx
Monte lindero a pastura	Monte	0	24	40,42	21,07	9,43	98,77	0,31	0,15	0,06	0,6	0,08	0,04	0,02	0,2
	Monte	50	8	83,63	19,68	62,37	112,21	0,49	0,1	0,38	0,68	0,17	0,04	0,12	0,22
	Monte	100	23	48,31	35,45	7,42	110,62	0,29	0,2	0,04	0,65	0,1	0,07	0,01	0,22
	Pastura	200	24	70,84	40,33	9,39	136,62	0,42	0,22	0,05	0,83	0,14	0,08	0,02	0,27
	Pastura	250	8	131,38	12,88	116,93	149,81	0,75	0,05	0,65	0,83	0,26	0,03	0,23	0,3
	Pastura	300	24	97,27	106,05	9,77	506,04	0,57	0,6	0,06	2,81	0,19	0,21	0,02	1,01
Monte lindero a riego	Monte	0	32	55,45	31,5	13	131,55	0,43	0,23	0,08	0,85	0,11	0,06	0,03	0,26
	Monte	50	23	56,43	36,76	11,13	138,91	0,43	0,27	0,07	1,04	0,11	0,07	0,02	0,28
	Monte	100	32	71,33	33,21	28,91	149,39	0,56	0,27	0,2	1,4	0,14	0,07	0,06	0,3
	Riego	200	32	84,53	38,47	17,2	164,58	0,67	0,3	0,11	1,23	0,17	0,08	0,03	0,33
	Riego	250	24	87,67	29,58	47,59	147,56	0,67	0,22	0,31	1,21	0,18	0,06	0,1	0,3
	Riego	300	28	105,29	38,26	34,6	204,61	0,88	0,37	0,35	1,71	0,21	0,08	0,07	0,41
Monte lindero a secano	Monte	0	72	85,13	18,57	30,8	127,83	0,72	0,35	0,19	1,69	0,17	0,04	0,06	0,26
	Monte	50	56	84,26	22,12	46,06	144,79	0,67	0,31	0,28	1,41	0,17	0,04	0,09	0,29
	Monte	100	72	84,2	20,71	51,55	131,54	0,71	0,37	0,31	1,87	0,17	0,04	0,1	0,26
	Secano	200	72	121,53	29,02	64,62	214,1	1,08	0,52	0,39	2,43	0,24	0,06	0,13	0,43
	Secano	250	64	131,57	28,07	61,84	176,98	1,22	0,63	0,37	2,66	0,26	0,06	0,12	0,35
	Secano	300	72	129,47	45,33	49,16	357,99	1,05	0,56	0,3	3,29	0,26	0,09	0,1	0,72

Cuadro A 1.2: Medidas resumen de los valores del contenido hídrico acumulado por uso (mm). Se obtuvo a partir de la sumatoria de la lámina de agua obtenida en cada profundidad por pozo. Las transectas pareadas corresponden a TMP monte – pastura; TMR monte – riego y TMS monte – secano.

mm de agua acumulados por pozo

Uso	TMP				TMR				TMS			
	Medias	D,E,	min	max	Medias	D,E,	min	max	Medias	D,E,	min	max
Monte	392,9	239	158,4	749,56	486,83	181,29	179,96	764,82	676,39	124,22	479,3	904,66
Desmonte	726,52	372,88	245,31	1077,11	705,2	171,26	379,26	931,35	1018,94	192,63	620,75	1328,81

Cuadro A 1.3: Análisis de las diferencias de contenido hídrico (Humedad relativa, contenido hídrico volumétrico y mm de agua) de perfiles de suelo de 4 m de profundidad ubicados entre sí a lo largo de una transecta de 300 m donde 0 m se encuentra en el lote con monte y 300 m dentro del lote agrícola- ganadero. TMP (monte y pastura), TMR (monte y riego) y TMS (monte y secano). Se utilizó un análisis MLGM que incluye ajustes de correlación espacial en distancia y profundidad y heterocasticidad de varianza para cada transecta y uso. La Hrel es una medida adimensional de humedad respecto de la capacidad de almacenamiento del perfil en función de la capacidad de campo del mismo.

Humedad relativa (Hrel)

distancia	TMP (modelo 1)		TMR (modelo 2)		TMS (modelo 3)	
	Medias	E,E,	Medias	E,E,	Medias	E,E,
0	0,37	0,12 CD	0,43	0,09 D	0,71	0,1 B
50	0,30	0,14 DE	0,44	0,09 D	0,73	0,1 B
100	0,27	0,12 E	0,56	0,09 C	0,72	0,1 B
200	0,43	0,12 BC	0,62	0,09 BC	1,03	0,2 A
250	0,50	0,12 B	0,69	0,09 B	1,01	0,2 A
300	0,45	0,12 AB	0,77	0,09 A	1,03	0,2 A

Contenido hídrico volumétrico (m^3/m^3)

distancia	TMP (modelo 4)		TMR (modelo 5)		TMS (modelo 6)	
	Medias	E,E,	Medias	E,E,	Medias	E,E,
0	0,1	0,04 C	0,11	0,02 D	0,17	0,01 B
50	0,1	0,05 CD	0,11	0,02 D	0,17	0,01 B
100	0,09	0,04 D	0,14	0,02 C	0,17	0,01 B
200	0,14	0,05 B	0,16	0,02 C	0,26	0,01 A
250	0,17	0,05 A	0,18	0,02 B	0,25	0,01 A
300	0,15	0,05 AB	0,2	0,02 A	0,26	0,01 A

mm de agua

distancia	TMP (modelo 7)		TMR (modelo 8)		TMS (modelo 9)	
	Medias	E,E,	Medias	E,E,	Medias	E,E,
0	51,72	22,23 C	53,59	9,88 D	84,2	5,67 B
50	50,69	23,88 CD	54,99	9,95 D	84,7	5,69 B
100	45,65	22,24 D	71,85	9,88 C	85,33	5,67 B
200	72,47	22,63 B	78,17	10,3 C	128,57	6,04 A
250	84,14	22,84 A	88,33	10,36 B	125,38	6,05 A
300	74,61	22,63 AB	99,93	10,41 A	128,43	6,04 A

LSD Fisher (Alfa = 0,05), sin procedimiento de corrección de valores -p

Medias con una letra común no son significativamente diferentes ($p > 0,05$)

Cuadro A 1.4: Medidas de ajuste de los modelos analizados para las variables de contenido hídrico por distancia dentro de las transecta de lotes pareados. El número del modelo corresponde a la variable detallada en el cuadro A1.3. Los resultados de los modelos 1, 2 y 3 correspondientes a la Hrel son analizados en el capítulo 2.

	n	AIC	BIC	logLik	Sigma	R2_0	R2_1	R2_2	R2_3	R2_4	valor p
modelo 1	111	-26,28	18,84	30,14	0,1	0,09	0,26	0,25	0,29	0,29	< 0,0001
modelo 2	171	-23,79	35,23	30,89	0,1	0,23	0,37	0,38	0,62	0,62	< 0,0001
modelo 3	408	-61,96	53,93	59,98	0,1	0,14	0,43	0,46	0,62	0,71	< 0,0001
modelo 4	111	-285,35	-240,23	159,67	0,02	0,13	0,32	0,3	0,32	0,32	< 0,0001
modelo 5	171	-483,47	-424,45	260,73	0,03	0,2	0,31	0,33	0,67	0,67	< 0,0001
modelo 6	408	-1447,85	-1331,95	752,92	0,02	0,35	0,5	0,55	0,61	0,7	< 0,0001
modelo 7	111	1019,72	1064,84	-492,86	8,16	0,13	0,32	0,3	0,32	0,32	< 0,0001
modelo 8	171	1567,35	1626,37	-764,68	15,49	0,2	0,31	0,33	0,67	0,67	< 0,0001
modelo 9	408	3548,7	3664,6	-1745,35	11,06	0,35	0,5	0,55	0,61	0,7	< 0,0001

Resultados de las variables de concentración de cloruros y CE.

Cuadro A1.5: Resultados de las variables de concentración de cloruros en $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ y $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ y CE (conductividad eléctrica) por pozo para las distancias de las transectas de lotes pareados. (0 m desde el lote con monte, hasta 300 m en el lote desmontado)

Transecta	uso del lote	distancia (m)	n	mg, L-1 cl ⁻¹				gr,m2 cl ⁻¹				ds/m (CE)			
				Media	D,E,	Mín	Máy	Media	D,E,	Mín	Máy	Media	D,E,	Mín	Máy
Monte lindero a pastura	Monte	0	24	8.988,58	5.836,61	36,86	16.215,31	330,40	202,15	5,33	630,64	1,59	0,97	0,14	3,48
	Monte	50	8	2.954,45	2.668,32	71,49	7.796,19	514,67	534,71	16,05	1.533,24	1,69	1,43	0,11	4,00
	Monte	100	23	7.084,75	8.435,55	19,03	23.999,59	379,87	593,39	3,01	2.094,08	1,70	1,69	0,03	5,10
	Pastura	200	24	8.381,61	7.172,40	32,88	22.683,51	545,39	500,07	7,78	2.018,25	2,66	2,43	0,12	9,16
	Pastura	250	8	378,77	890,89	7,75	2.555,15	107,89	259,93	1,81	745,33	0,70	0,61	0,05	1,60
	Pastura	300	24	7.402,72	9.892,93	10,27	27.078,08	451,43	648,27	2,53	2.270,46	1,55	1,22	0,11	3,58
Monte lindero a riego	Monte	0	32	9.349,92	12.336,03	208,04	60.970,59	514,00	648,81	7,85	2.216,83	2,25	2,31	0,14	6,97
	Monte	50	23	6.380,89	8.856,55	147,54	25.429,36	368,50	475,46	2,39	1.651,91	2,02	2,27	0,04	6,30
	Monte	100	32	6.209,84	10.800,29	16,18	36.750,61	466,99	853,92	2,10	2.879,21	1,72	2,57	0,02	8,94
	Riego	200	32	369,06	738,18	11,48	3.681,08	32,24	65,48	1,59	295,07	0,36	0,45	0,01	2,35
	Riego	250	24	329,87	434,03	58,39	1.650,38	27,90	38,60	5,24	178,17	0,45	0,36	0,03	1,28
	Riego	300	28	291,25	328,85	73,56	1.664,16	29,02	38,74	10,17	212,91	0,47	0,39	0,05	1,94
Monte lindero a secano	Monte	0	72	7.326,39	8.737,27	26,86	36.529,46	1.290,51	1.625,08	4,94	6.243,38	2,30	1,97	0,15	6,39
	Monte	50	56	8.090,98	8.632,05	71,27	43.236,47	1.427,13	1.649,18	11,24	5.123,63	1,99	1,64	0,16	5,60
	Monte	100	72	6.299,49	7.453,43	29,70	30.486,35	1.126,06	1.451,40	3,96	5.966,40	2,03	1,92	0,12	6,12
	Secano	200	72	2.580,42	4.235,20	5,37	21.137,69	612,36	1.114,64	1,56	6.930,22	1,97	1,84	0,16	5,69
	Secano	250	64	965,81	2.184,14	6,77	9.220,75	239,94	584,33	2,04	2.579,71	1,38	1,47	0,14	5,19
	Secano	300	72	1.222,82	2.218,24	7,70	8.809,67	267,50	486,32	1,69	2.260,98	1,81	1,72	0,16	6,19

Cuadro A 1.6: Medidas resumen de los valores de concentración de cloruros en $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ y $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ por uso. Se obtuvo a partir de la sumatoria de las concentraciones obtenidas para cada profundidad por pozo. Las transectas pareadas corresponden a TMP monte – pastura; TMR monte – riego y TMS monte – secano.

Cloruros $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$

Uso	TMP				TMR				TMS			
	Medias	D.E.	min	max	Medias	D.E.	min	max	Medias	D.E.	min	max
Monte	57.472,97	44.731,47	12.393,35	124.652,62	58.606,62	69.772,30	540,48	189.553,13	57.366,33	46.021,94	738,65	178.832,71
Desmonte	54.550,58	51.157,15	394,72	124.314,47	2.534,69	1.955,06	447,36	6.834,56	12.909,41	16.113,47	125,14	49.267,66

Cloruros $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$

Uso	TMP				TMR				TMS			
	Medias	D.E.	min	max	Medias	D.E.	min	max	Medias	D.E.	min	max
Monte	2.969,15	1.578,47	152,35	5.260,87	3.624,27	4.737,51	37,75	14.269,71	10.156,50	8.919,31	156,32	32.877,41
Desmonte	3.540,97	3.462,66	107,45	9.647,79	228,53	173,79	31,94	480,37	12.909,41	16.113,47	125,14	49.267,66

Cuadro A 1.7: Medidas de ajuste de los modelos analizados para las variables de concentración de cloruros en $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ y $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ por distancia dentro de las transecta de lotes pareados. El número del modelo corresponde a la variable detallada en el cuadro A1.5. Los resultados de los modelos 1, 2 y 3 correspondientes a los $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ son analizados en el capítulo 2.

	n	AIC	BIC	logLik	Sigma	R2_0	R2_1	R2_2	R2_3	R2_4	valor p
modelo 1	111	426,52	472,58	-196,26	1,35	0,18	0,47	0,5	0,77	0,77	0,0095
modelo 2	171	562,02	621,71	-262,01	1,42	0,32	0,39	0,45	0,45	0,45	< 0,0001
modelo 3	408	1610,32	1726,65	-776,16	1,34	0,3	0,3	0,31	0,47	0,69	< 0,0001
modelo 4	111	415,38	461,44	-190,69	1,68	0,06	0,11	0,15	0,54	0,54	0,0003
modelo 5	171	570,81	630,5	-266,4	1,59	0,18	0,29	0,37	0,37	0,37	< 0,0001
modelo 6	408	1601,44	1717,77	-771,72	1,18	0,24	0,24	0,24	0,44	0,68	< 0,0001

Cuadro A 1.8: Medidas de ajuste de los modelos analizados de conductividad eléctrica ($\text{dS} \cdot \text{m}$) por distancia dentro de las transecta de lotes pareados. El número del modelo corresponde a la variable detallada en el cuadro A1.5. Los resultados de los modelos 1, 2 y 3 son analizados en el capítulo 2.

	n	AIC	BIC	logLik	Sigma	R2_0	R2_1	R2_2	R2_3	R2_4	valor p
modelo 1	111	419,14	464,26	-192,57	1,67	0,06	0,13	0,17	0,55	0,55	< 0,0001
modelo 2	171	577,92	636,93	-269,96	1,6	0,19	0,3	0,38	0,38	0,38	< 0,0001
modelo 3	408	1612,07	1727,96	-777,03	1,18	0,24	0,24	0,24	0,44	0,68	< 0,0001

Medidas de ajuste de los modelos aplicados para el análisis de recarga ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$)

Cuadro A 1.9: Medidas de ajuste de los modelos analizados de recarga ($\text{mm} \cdot \text{año}^{-1}$) por distancia dentro de las transecta de lotes pareados. El número del modelo corresponde a la variable detallada en el cuadro A1.5. Los resultados de los modelos 1, 2 y 3 son analizados en el capítulo 2.

	n	AIC	BIC	logLik	Sigma	R2_0	R2_1	R2_2	R2_3	valor p
modelo 1										no significativo
modelo 2	22	114,59	123,86	-45,29	1,36	0,89	0,89	0,89	0,89	0,0001
modelo 3	51	245,54	267,22	-110,77	1	0,76	0,76	0,76	0,76	< 0,0001

Anexo 2

Capítulo 3

Detalle del modelo para obtener valores de ET diarios en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$ para imágenes satelitales LANDSAT 8 (USGS, 2015). El modelo se describe en formato script para su directa aplicación en programa R (2008)

La ecuación global en la que se base este modelo es:

$$ET = Rn - B [(Ts - Ta)^n] * G$$

Propuesto por Jackson, 1985 y posteriormente utilizado y ajustado por Caselles *et al.*, 1998; Sanchez y Caselles, 2004; Nosetto *et al.*, 2005) donde ET es la evapotranspiración en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$, Rn es la Radiación neta en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$, B es parámetro semi empírico que varía con la vegetación, depende del IVN y se expresa en $\text{mm} \cdot \text{día} \cdot ^\circ\text{K}^{-1}$ (Carlson *et al.*, 1995); Ts es la Temperatura superficial en $^\circ\text{K}$; Ta es la Temperatura del aire en $^\circ\text{K}$; n es un término de corrección a la estabilidad no neutral (Seguin y Itier, 1983) y G es el flujo de energía de la superficie del suelo en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$ (Baastianssen, 2000). El modelo fue ajustado a los valores propuestos por Landsat 8 (USGS, 2015), para las distintas bandas espectrales modificadas de los satélites Landsat 5 y 7. A continuación, se detallan cada uno de los términos de la ecuación:

Término de Radiación neta (Rn) ($\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$):

$$Rn = Sn + Ln \text{ (Allen et al., 2007)}$$

$$Sn = St \cdot (1 - \alpha) ;$$

$$St = (0,25 + 0,5 * Hef/Hatm) * So \text{ (Shuttleworth, 1993, Granger, 2000)}$$

$$Ln = 4,25 - 0,24 * St \text{ (Granger, 2000)}$$

donde Radiación neta (Rn); Radiación neta de onda corta (Sn); Radiación neta de onda larga (Ln); Radiación de onda corta total (St); albedo (α); Heliofanía efectiva (Hef); Heliofanía atmosférica (Hatm) .

El albedo (α) se obtuvo a partir del modelo propuesto por Liang, 2000, donde multiplica las bandas del satélite Landsat (bx) por distintos factores de corrección. Estos factores fueron corregidos por Da Silva, 2016 para los rangos espectromagnéticos de las bandas de Landsat 8 ($\alpha = 0,356 b2 + 0,130 b4 + 0,373 b5 + 0,085 b6 + 0,0072 b7 - 0,0018$).

La **Hef (Heliofanía efectiva)** corresponde a la cantidad de horas en las que el sol no es tapado por nubes y se obtiene como dato climático de las estaciones meteorológicas (ver Cuadro 3.1 del capítulo 3, donde se detallan las estaciones meteorológicas consultadas.

La **Hatm (Heliofanía atmosférica)** y la **So (Radiación solar extraterrestre)** es información diaria global, se obtuvieron de los datos provistos por Duffie *et al.*, 1993 disponible en http://www.engr.scu.edu/~emaurer/tools/calc_solar.cgi.pl

Término B (mm·día·°K⁻¹):

$$B = 0,0109 + (0,051 \cdot IVNe) \cdot 10 \text{ (Carlson et al., 1995)}$$

$$IVNe = (IVN - IVNmin) / (IVNmax - IVNmin) \text{ (Carlson et al., 1995)}$$

donde IVNe es el Índice de vegetación normalizado escalado en función del IVN máximo (IVNmax) y el IVN mínimo (IVNmin) de la misma escena Landsat analizada. el IVN se obtuvo para cada pixel de la imagen Landsat 8, Banda_ivn según USGS, 2015. El IVN se multiplica por el factor de corrección 0,0001. De cada escena Landsat se debe obtener el valor máximo de IVN y el mínimo.

Los valores 0,0109 y 0,051 son las constantes propuestas por Carlson, 1995 para obtener el parámetro B en cm·día⁻¹ · °K⁻¹, por ello, el resultado se multiplica por 10 para obtener el resultado del parámetro B en día·°K⁻¹

Término Temperatura superficial (Ts) (K°)

$$Ts = h (1 - C - D) + (k (1 - C - D) + C + D \cdot Tb - (D \cdot Tef)) \cdot C^{-1} \text{ (Qin et al., 2001)}$$

Ts es la temperatura superficial en °K que dependen tanto de la temperatura del aire como de la temperatura superficial obtenida de las bandas del satélite Landsat donde $h = 67,9542$; $k = 0,45987$ (Qin et al., 2001) son coeficientes determinados para un rango de temperaturas anuales entre 20 y 50 °C

Tb = Toa band_10 satélite Landsat8, es la temperatura de brillo al satélite, el valor del pixel se debe multiplicar por 0,1 para obtener su valor en °K

Tef = Tmed · 0,91715 + 17,9769 es la temperatura efectiva, el dato de Tmed (temperatura media) se obtiene de estaciones meteorológicas. Los coeficientes son factores de corrección para ambientes con climas tropicales (Qin et al., 2001).

$$C = \epsilon \times T \text{ (Qin et al., 2001)}$$

$$D = (1 - T) \cdot (1 + (1 - \epsilon) \cdot T) \text{ (Qin et al., 2001)}$$

T = 1,0286 - 0,1146 · w es la transmitancia en g·cm⁻² y los parámetros de ajuste fueron recalculados por Rozentais et al., 2014 para las bandas de temperatura t₁₀ de Landsat 8.

$$\epsilon = 1,004 + 0,047 \cdot \log IVN \text{ es la emisividad en g·m}^{-2} \text{ (Van de Griend y Owe, 1993)}$$

$$w = 0,14 \cdot VPD \cdot P + 2,1 \text{ (Garrison y Adler, 1990; FAO, 2006)}$$

VPD = Presión de vapor de agua real en kPa (Dato meteorológico) y P (Presión atmosférica) a distintas alturas se pueden obtener por tabla (FAO, 2006).

Los datos meteorológicos fueron obtenidos de las siguientes Estaciones Meteorológicas (EM) del Servicio Meteorológico Nacional y Estaciones Experimentales Agropecuarias (EEA) del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria:

EM 87065 Rivadavia (Pcia. de Salta: lat -24, 1, long -62, 54).

EM 87129 Santiago AERO (Pcia. de Santiago del Estero: lat -27.46; long -64.18)

EEA Morillo
 INTA - Salta Forestal
 EEA Yuto (Santa Victoria Este)
 EEA Apolinario Saravia
 EEA Bandera
 EEA Santiago del Estero - Sachayoj
 EEA Las Breñas 3- Las Breñas
 EEA Las Breñas 2- Cerealera Don Luis
 EEA Las Breñas 1- empresa CIGRA
 EEA Ing. Juarez

Término de Temperatura efectiva media de la atmósfera (T_a) (K°):

$$T_a = T_{med} + (T_{max} - T_{min})/2 \cdot f$$

corresponde a la temperatura del aire a 50 m de altura (Qin, 2001; Sobrino, 2004) en $^\circ K$.

Se obtiene mediante los datos de Temperatura media (obtenido por estación meteorológica) al que se le suma la semiamplitud $(T_{max} - T_{min}) \cdot 2^{-1}$ y se lo multiplica por un factor de corrección (f)

$$f = \sin(360 \cdot (x - hr) 24^{-1})$$

donde x = 20 si la $T_{máx}$ se da cerca de las 14 hs o x=21 si la $T_{máx}$ se da cerca de las 15 hs (Qin *et al.*, 2001)

hr = es la hora a la que el satélite obtuvo la imagen.

Este término propuesto por Jackson, 1985, se ajusta en función de los parámetros propuestos por Seguin y Itier, 1983. El término n se obtiene como $1067 - 0,372 \cdot IVN_{escalado}$.

Término de Flujo de energía de la superficie del suelo (G) ($mm \cdot día^{-1}$):

tomado de Baastianssen, 2000:

$$G = R_n \cdot (T_b \cdot \alpha - 1) \cdot (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha^2) \cdot (1 - 0,98 IVN^4)$$

donde Radiación neta (R_n); Temperatura de brillo a la altura del satélite (T_b); albedo (α); Índice de Vegetación Normalizado (IVN)

Cuadro A 2.1: Medidas estadísticas resumen de los valores de evapotranspiración ($\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$) por uso y por fecha analizada de las escenas Landsat 228/79, 229/79 y 230/77. Valores p menores a 0,05 indican que los valores de ET observados en los lotes con “desmonte”, “pasturas” o “secano” se diferencian significativamente de la ET observada en el lote con monte. Los estadísticos en “desmonte” corresponden al análisis en conjunto de todos los usos de los lotes desmontados.

Escena ESTE - Landsat Path 228 Row 79, Variable evapotranspiración en $\text{mm}\cdot\text{día}^{-1}$

fecha / escena	uso	n (px)	Media	D.E.	CV	Mín	Máx	P(05)	P(25)	P(50)	P(75)	P(95)	R ²	valor p
13 ago 2013 2013227 INVIERNO	Desmonte	1582	1,19	0,56	46,73	0,25	3,11	0,55	0,81	1,08	1,39	2,4	0,81	<0.0001
	Pastura	371	1,15	0,63	55,05	0,25	3,07	0,43	0,72	0,93	1,37	2,45	0,79	<0.0001
	Secano	1211	1,21	0,53	44,09	0,33	3,11	0,58	0,83	1,11	1,4	2,39	0,8	<0.0001
	Monte	1657	2,97	0,3	9,98	0,77	3,22	2,63	2,98	3,04	3,09	3,14		
16 oct 2013 2013291 PRIMAVERA	Desmonte	1613	0,43	0,87	201,04	0	4,88	0,00	0	0	0,39	2,56	0,84	<0.0001
	Pastura	371	0,92	1,24	135,66	0	4,88	0,00	0	0	1,77	3,45	0,51	0,0071
	Secano	1211	0,29	0,66	224,27	0	4,21	0,00	0	0	0,07	1,85	0,69	<0.0001
	Monte	1626	3,04	0,97	31,76	0,0043	5,05	1,48	2,45	3,03	3,56	4,87		
19 dic 2013 2013355 PRIM / VER	Desmonte	1583	1,4	1,54	110,27	0	5,56	0,00	0	0,82	2,46	4,45	0,76	<0.0001
	Pastura	371	3,26	1,18	36,16	0,83	5,52	1,27	2,35	3,31	4,34	4,98	0,6	0,0001
	Secano	1211	0,83	1,13	137,05	0	5,56	0,00	0	0,31	1,25	3,1	0,83	<0.0001
	Monte	1656	5,23	0,72	13,8	0,04	6,7	4,32	5,23	5,39	5,51	5,6		
07 feb 2014 2014038 VERANO	Desmonte	1582	3,97	1,04	26,2	1,16	5,89	1,84	3,31	4,43	4,62	5,14	0,62	<0.0001
	Pastura	371	3,69	1,22	33,17	1,16	5,83	1,60	2,55	4,46	4,61	4,89	0,56	0,0008
	Secano	1211	4,05	0,96	23,71	1,2	5,89	2,04	3,6	4,42	4,62	5,16	0,58	<0.0001
	Monte	1657	5,61	0,3	5,27	2,6	5,99	5,05	5,57	5,69	5,78	5,86		
09 mar 2014 2014070 VER / OTO	Desmonte	1582	4,71	0,37	7,8	3,73	5,72	4,12	4,43	4,71	4,98	5,28	0,52	<0.0001
	Pastura	371	4,84	0,28	5,77	4,21	5,61	4,40	4,63	4,83	5,05	5,28	0,7	<0.0001
	Secano	1211	4,67	0,38	8,17	3,73	5,72	4,10	4,38	4,63	4,97	5,29	0,62	<0.0001
	Monte	1657	5,45	0,19	3,54	4,1	5,8	5,07	5,41	5,49	5,57	5,66		
12 may 2014 2014134 OTOÑO	Desmonte	1127	1,27	0,13	10,48	0,76	1,71	1,05	1,18	1,28	1,36	1,45	0,55	<0.0001
	Pastura	254	1,27	0,11	8,55	1	1,68	1,07	1,22	1,28	1,32	1,49	0,52	<0.0001
	Secano	873	1,27	0,14	10,98	0,76	1,71	1,04	1,17	1,28	1,38	1,45	0,34	<0.0001
	Monte	1169	1,45	0,09	6,29	0,75	1,75	1,30	1,42	1,46	1,5	1,54		
31 jul 2014 2014214 INVIERNO	Desmonte	1582	1,87	0,26	14	8,30E-01	2,48	1,38	1,75	1,9	2,04	2,24	0,7	<0.0001
	Pastura	371	1,95	0,2	10,22	1,5	2,46	1,64	1,82	1,93	2,1	2,28	0,48	<0.0001
	Secano	1211	1,85	0,27	14,85	0,83	2,48	1,28	1,72	1,89	2,02	2,23	0,49	<0.0001
	Monte	1657	2,3	0,17	7,48	1,46	2,62	1,97	2,19	2,33	2,42	2,52		

Cuadro A2.1 continuación:

Escena CENTRO Landsat Path 229 Row 79, Variable evapotranspiración en mm·día ⁻¹														
fecha / escena	uso	n (px)	Media	D.E.	CV	Mín	Máx	P(05)	P(25)	P(50)	P(75)	P(95)	R ²	valor p
04 ago 2013 2013218 INVIERNO	Desmonte	1085	0,34	0,49	143,43	0,00001	2,19	0,00001	0,00001	0,07	0,5	1,38	0,81	<0.0001
	Pastura	119	0,71	0,44	61,18	0	1,64	0	0,41	0,82	1,06	1,3	0,71	<0.0001
	Riego	284	0,51	0,65	128,15	0	2,19	0	0	0,03	0,84	2	0,76	<0.0001
	Secano	675	0,21	0,34	166,47	0	1,94	0,04	0	0	0,04	0,28	0,81	<0.0001
	Monte	1085	2,07	0,33	16,14	0,00001	2,5	1,37	2,11	2,19	2,22	2,26		
21 sep 2013 2013266 PRIMAVERA	Desmonte	1427	0,16	0,39	243,96	1,00E-05	2,82	0,00001	0,00001	0,00001	0,01	1,07	0,82	<0.0001
	Pastura	215	0,2	0,41	210,34	0	1,81	0	0	0	0	1,11	0,82	<0.0001
	Riego	284	0,25	0,48	192,47	0	2,35	0	0	0	0,35	1,22	0,85	<0.0001
	Secano	887	0,12	0,34	281,6	0	2,82	0	0	0	0	0	0,82	<0.0001
	Monte	1427	2,78	0,76	27,46	0,00001	4,09	1,2	2,47	2,88	3,27	3,74		
13 ene 2014 2014013 VERANO	Desmonte	1505	2,47	1,6	64,62	0,00001	6,56	0,12	1,2	2,32	3,62	5,21	0,59	<0.0001
	Pastura	296	3,34	1,46	43,58	0,09	5,72	0,43	2,42	3,36	4,45	5,45	0,51	0,004
	Riego	284	3,43	1,22	35,47	1,17	5,66	1,46	2,46	3,31	4,75	5,22	0,57	<0.0001
	Secano	925	1,9	1,48	77,6	0	6,56	1,5	0	0,86	1,5	2,7	0,66	<0.0001
	Monte	1505	5,44	0,71	13,03	0,63	6,97	4,07	5,32	5,69	5,82	5,91		
01 abr 2014 2014093 OTOÑO	Desmonte	1139	1,8	0,19	10,64	1,29	2,32	1,48	1,69	1,81	1,96	2,07	0,65	<0.0001
	Pastura	180	1,89	0,18	9,33	1,47	2,22	1,49	1,8	1,92	2,02	2,09	0,5	<0.0001
	Riego	0												
	Secano	925	1,79	0,19	10,68	1,29	2,32	1,79	1,47	1,66	1,79	1,95	0,73	<0.0001
	Monte	1139	2,25	0,12	5,46	1,54	2,42	1,97	2,24	2,28	2,31	2,35		
22 jul 2014205 INVIERNO	Desmonte	1505	1,29	0,74	57,47	0,00001	2,52	0,01	0,66	1,34	2,01	2,26	0,79	<0.0001
	Pastura	296	1,29	0,71	55,03	0	2,52	0	0,74	1,4	1,76	2,27	0,53	0,0004
	Riego	284	1,05	0,7	66,6	0	2,44	0	0,4	1,1	1,72	2,03	0,63	0,0049
	Secano	925	1,36	0,75	54,94	0	2,45	1,41	0,15	0,69	1,41	2,07	0,63	<0.0001
	Monte	1505	2,39	0,19	7,98	0,14	2,54	2,15	2,4	2,43	2,45	2,49		
Escena NORTE - Landsat Path 230 Row 77, Variable evapotranspiración en mm·día ⁻¹														
fecha / escena	uso	n (px)	Media	D.E.	CV	Mín	Máx	P(05)	P(25)	P(50)	P(75)	P(95)	R ²	valor p
28 jul 2013 2013209 INVIERNO	Desmonte	1760	1,38	0,67	48,85	0,16	2,74	0,45	0,86	1,16	1,98	2,55	0,63	<0.0001
	Pastura	688	1,72	0,71	41,5	0,16	2,74	0,56	1,04	1,82	2,41	2,59	0,46	<0.0001
	Riego	229	1,31	0,65	49,7	0,2	2,68	0,41	0,82	1,12	2,01	2,37	0,67	<0.0001
	Secano	860	1,12	0,5	44,99	0,18	2,65	0,44	0,8	0,99	1,34	2,14	0,8	<0.0001
	Monte	1760	2,64	0,12	4,7	1,03	2,82	2,52	2,62	2,65	2,68	2,72		
17 nov 2013 2013321 PRIMAVERA	Desmonte	1760	1,55	1,1	70,74	1,00E-06	5,44	0,1	0,81	1,38	1,94	3,91	0,8	<0.0001
	Pastura	688	1,68	1,12	66,76	0	5,44	0,3	0,79	1,45	2,21	3,92	0,8	<0.0001
	Riego	229	1,98	1,24	62,61	0,1	5,24	0,29	1,29	1,65	2	5,08	0,74	<0.0001
	Secano	860	1,34	0,99	73,84	0	5,37	0	0,72	1,17	1,77	2,77	0,83	<0.0001
	Monte	1760	5,14	0,59	11,53	0,93	5,61	4,1	5,17	5,33	5,43	5,52		
04 ene 2014 2014004 VERANO	Desmonte	1760	5,05	0,6	11,87	2,36	6,41	3,85	4,9	5,13	5,36	5,81	0,48	<0.0001
	Pastura	688	5,35	0,33	6,09	4,28	6,41	4,91	5,17	5,3	5,52	5,96	0,5	<0.0001
	Riego	229	4,66	0,87	18,62	2,36	5,89	2,69	4,6	4,9	5,2	5,59	0,5	0,0676
	Secano	860	4,91	0,57	11,63	2,92	6,08	3,79	4,76	5,01	5,19	5,68	0,58	<0.0001
	Monte	1760	5,91	0,19	3,23	4,67	6,6	5,68	5,86	5,93	5,97	6,13		
09 mar 2014 2014068 VER / OTO	Desmonte	1760	3,19	0,56	17,71	0,86	4,08	1,77	3,12	3,28	3,5	3,78	0,48	<0.0001
	Pastura	440	3,4	0,37	10,97	1,79	4,06	2,73	3,24	3,5	3,64	3,87	0,53	<0.0001
	Riego	169	3,19	0,41	12,8	1,85	4,08	2,07	3,17	3,24	3,47	3,53	0,67	0,0036
	Secano	409	2,96	0,69	23,27	0,86	4,07	1,34	2,96	3,19	3,34	3,54	0,5	0,009
	Monte	1760	4	0,18	4,46	2,82	4,21	3,64	3,97	4,05	4,1	4,15		
29 jun 2014 2014180 OTO / INV	Desmonte	1760	2,17	0,18	8,28	1,57	2,55	1,91	2,02	2,15	2,33	2,43	0,5	<0.0001
	Pastura	688	2,2	0,15	6,92	1,7	2,55	1,93	2,08	2,23	2,32	2,39	0,57	<0.0001
	Riego	229	2,16	0,19	8,66	1,87	2,46	1,91	2,03	2,08	2,38	2,44	0,48	0,1113
	Secano	860	2,14	0,19	9,02	1,57	2,52	1,87	2	2,07	2,35	2,43	0,47	0,0001
	Monte	1760	2,44	0,07	2,86	1,81	2,56	2,34	2,42	2,45	2,47	2,5		
16 ago 2014 2014228 INVIERNO	Desmonte	1760	1,25	0,88	70,21	1,00E-06	2,54	0	0,33	1,36	2,1	2,38	0,49	<0.0001
	Pastura	688	1,88	0,47	24,93	0,47	2,54	0,9	1,65	2,03	2,22	2,41	0,48	<0.0001
	Riego	229	1,89	0,58	30,4	0,1	2,52	0,16	1,98	2,07	2,15	2,32	0,37	0,9999
	Secano	839	0,58	0,66	113,14	0	2,53	0	0	0,36	0,96	1,96	0,78	<0.0001
	Monte	1760	2,5	0,18	7,31	0,08	2,72	2,35	2,5	2,53	2,56	2,58		

Cuadro A2.2: Análisis de los valores de ΔET en $\text{mm} \cdot \text{día}^{-1}$. Este valor es la resta de la ET media del monte y la ET media del lote desmontado de la transecta pareada. Las transectas se clasifican según el uso del lote desmontado (TMP, monte – pastura; TMR, monte – riego, TMS, monte – secano). Letras diferentes (columna derecha) indica que el ΔET ($p < 0,05$) varía en función del uso del lote desmontado. El modelo Nro 19, incluye todas las fechas de todas las escenas Landsat, utilizando como factor fijo el tipo de transecta y como factores aleatorios, la escena Landsat y la fecha de la misma.

Escena 228 / 79			ΔET	
Mod.	Fecha	Transecta	Media	E.E,
1	15/8/2014	TMP	2,07	0,13
		TMS	1,87	0,06
2	18/10/2013	TMP	2,68	0,2
		TMS	2,82	0,11
3	21/12/2013	TMP	2,31	0,27 *
		TMS	4,79	0,14 * a
4	07/02/2014	TMP	2,1	0,29
		TMS	1,65	0,12
5	11/03/2014	TMP	0,73	0,07
		TMS	0,82	0,06
6	14/5/2014	TMP	0,19	0,04
		TMS	0,2	0,03
7	02/08/2014	TMP	0,39	0,04
		TMS	0,48	0,04

Escena 229/ 79			ΔET	
Mod.	Fecha	Uso	Media	E.E,
8	06/08/2013	TMP	1,41	0,22 *
		TMR	1,78	0,16 ab
		TMS	2,01	0,05 * a
9	23/09/2013	TMP	2,79	0,11 * b
		TMR	2,29	0,17 ** c
		TMS	3,17	0,06 *** a
10	13/01/2014	TMP	2,79	0,37 b
		TMR	2,24	0,45 b
		TMS	4,4	0,19 * a
11	03/04/2014	TMP	0,35	0,05 * b
		TMS	0,87	0,11 * a
12	24/07/2014	TMP	1,03	0,17
		TMR	1,52	0,23
		TMS	1,43	0,14

Escena 230 / 77			ΔET	
Mod.	Fecha	Uso	Media	E.E,
13	28/07/2013	TMP	1,04	0,13 * b
		TMR	1,71	0,06 a
		TMS	1,53	0,19 a
14	17/11/2013	TMP	3,78	0,18 b
		TMR	3,35	0,36 b
		TMS	4,21	0,1 * a
15	04/01/2014	TMP	0,66	0,05 * b
		TMR	1,27	0,28 a
		TMS	1,13	0,09 a
16	09/03/2014	TMP	0,64	0,07 * b
		TMR	0,9	0,18 ab
		TMS	1,1	0,18 * a
17	29/06/2014	TMP	0,25	0,02
		TMR	0,29	0,05
		TMS	0,3	0,03
18	16/08/2014	TMP	0,67	0,09 b
		TMR	0,58	0,18 b
		TMS	2,09	0,08 * a

Escena 228/ 79 - 229/79 - 230/77

Mod.	Fecha	Uso	Media	E.E,
19	TODAS	TMP	1,64	0,09 b
		TMR	1,65	0,18 b
		TMS	1,8	0,08 * a

Cuadro A2.3: Medidas de ajuste de los modelos descriptos en el cuadro A2.2. Valor de significancia $p < 0,05$.

	n	AIC	BIC	logLik	Sigma	R²	p-value
Modelo 1	79	131,75	143,47	-60,87	0,51	0,03	0,1592
Modelo 2	79	213,5	225,22	-101,75	0,85	4,50E-03	0,5393
Modelo 3	78	247,15	258,8	-118,57	1,12	0,47	<0,0001
Modelo 4	79	238,99	250,71	-114,5	1,05	0,03	0,1661
Modelo 5	79	95,17	106,89	-42,59	0,39	0,01	0,3483
Modelo 6	56	-22,12	-12,18	16,06	0,15	5,10E-04	0,8402
Modelo 7	79	40,52	52,24	-15,26	0,26	0,02	0,1209
Modelo 8	53	71,83	85,21	-28,91	0,59	0,21	0,0194
Modelo 9	68	93,07	108,29	-39,53	0,48	0,38	<0,0001
Modelo 10	74	270,55	286,39	-128,28	1,54	0,3	<0,0001
Modelo 11	54	99,66	109,42	-44,83	0,72	0,11	0,0001
Modelo 12	74	198,82	214,66	-92,41	0,78	0,05	0,1266
Modelo 13	86	150,99	167,92	-68,49	0,74	0,23	<0,0001
Modelo 14	86	231,95	248,88	-108,98	0,97	0,1	0,0171
Modelo 15	86	131,69	148,62	-58,84	0,62	0,17	<0,0001
Modelo 16	50	87,82	100,77	-36,91	0,65	0,12	0,0405
Modelo 17	86	-44,28	-27,35	29,14	0,16	0,02	0,4128
Modelo 18	86	147,02	163,95	-66,51	0,53	0,67	<0,0001
Modelo 19	1332	2617,85	2737,27	-1285,92	0,53	0,71	<0,0001

Cuadro A2.4: Diferencias entre los valores de ET del borde del monte (90m) y el centro del mismo en función de los usos de los lotes linderos. Las diferencias de evapotranspiración entre bordes de 90 m y el monte continuo dentro de la transecta hacia adentro del monte se analizaron mediante la prueba de Friedman y Kruskal – Wallis. El valor p de la prueba de Friedman indica si los bordes (BORDE) y el resto del monte (M) evapotranspiran significativamente diferente. La diferencia entre rangos (Dif.) indica en el caso de valores negativos que el borde evapotranspira menos que el monte. El *valor p* asociado a la Prueba de Kruskal – Wallis, indica con un 95% de confianza que existen evidencias significativas para rechazar la hipótesis nula que las diferencias dentro del lote del monte (borde vs. monte) son iguales indistintamente del uso del lote contiguo. Los resultados corresponden a las escenas 228/79, 229/79, 230/77 del satélite Landsat 8 para las fechas indicadas en la columna “Escena”. Los resultados significativos se resaltaron en gris.

Prueba de Friedman									Prueba de Kruskal - Wallis				
ESCENA	Uso / Transecta	T²	MDS	Trat.	Rangos				valor p (<0,05)	Medias	D.E.	H	valor p (<0,05)
					Suma	Media	Dif.	n					
Imagen 228 /79													
2013227 15 ago 2013	TMP	7,59	7,66	BORDE	22	1,22	-0,56	18 A	0,0135 *	-0,08	0,2	4,21	0,0403
				M	32	1,78		18 B					
	TMS	0,41	15,70	BORDE	94	1,54	0,08	61 A	0,5265	-0,05	0,43		
				M	89	1,46		61 A					
2013291 18 oct 2013	TMP	4,18	8,25	BORDE	23	1,28	-0,44	18 A	0,0566	-0,31	0,46	0,75	0,3875
				M	31	1,72		18 A					
	TMS	5,05	15,13	BORDE	83	1,36	-0,28	61 A	0,0283 *	-0,19	0,57		
				M	100	1,64		61 B					
2013355 21 dic 2013	TMP	7,59	7,66	BORDE	22	1,22	-0,56	18 A	0,0135 *	-0,1	0,2	1,94	0,1633
				M	32	1,78		18 B					
	TMS	0,15	15,73	BORDE	90	1,48	-0,04	61 A	0,7042	-0,08	0,78		
				M	93	1,52		61 A					
2014038 7 feb 2014	TMP	7,59	7,66	BORDE	22	1,22	-0,56	18 A	0,0135 *	-0,07	0,16	4,84	0,0278
				M	32	1,78		18 B					
	TMS	0,41	15,70	BORDE	94	1,54	0,08	61 A	0,5265	-0,07	0,74		
				M	89	1,46		61 A					
2014070 11 mar 2014	TMP	2,13	8,68	BORDE	24	1,33	-0,34	18 A	0,1631	-0,03	0,08	3,31	0,0687
				M	30	1,67		18 A					
	TMS	1,34	15,58	BORDE	96	1,57	0,14	61 A	0,2525	-0,09	0,71		
				M	87	1,43		61 A					
2014134 14 may 2014	TMP	1,38	7,51	BORDE	16	1,33	-0,34	12 A	0,2657	-0,03	0,06	1,21	0,2721
				M	20	1,67		12 A					
	TMS	0	13,53	BORDE	66	1,5	0	44 A	>0.9999	-0,01	0,07		
				M	66	1,5		44 A					
2014214 2 ago 2014	TMP	0	9,21	BORDE	27	1,5	0	18 A	>0.9999	-0,01	0,1	0,13	0,721
				M	27	1,5		18 A					
	TMS	0,02	15,75	BORDE	92	1,51	0,02	61 A	0,8994	-0,05	0,3		
				M	91	1,49		61 A					

Cuadro A2.4 continuación

Prueba de Fiedman									Prueba de Kruskal - Wallis				
ESCENA	Uso lindero al monte	T²	MDS	Trat.	Rangos				valor p (<0,05)	Medias	D.E.	H	valor p (<0,05)
					Suma	Media	Dif.	n					
Imagne 229 / 79													
2013218 6 ago 2013	TMP	0,38	7,39	BORDE	14	1,4	-0,2	10 A	0,5554	-0,15	0,27	7,24	0,0268
				M	16	1,6		10 A					
	TMR	0,31	7,85	BORDE	19	1,58	0,16	12 A	0,5863	4,00E-03	0,03		
				M	17	1,42		12 A					
	TMS	12,9	9,67	BORDE	38	1,23	-0,54	31 A	0,0012 *	-0,21	0,3		
				M	55	1,77		31 B					
2013266 23 sep 2013	TMP	19,29	5,82	BORDE	18	1,13	-0,75	16 A	0,0005 *	-0,48	0,47	5,18	0,075
				M	30	1,88		16 B					
	TMR	3,67	6,90	BORDE	15	1,25	-0,5	12 A	0,0819	-0,24	0,33		
				M	21	1,75		12 A					
	TMS	166,26	5,65	BORDE	42	1,05	-0,9	40 A	<0.0001	-0,55	0,43		
				M	78	1,95		40 B					
2014013 13 ene 2014	TMP	1,88	9,16	BORDE	27	1,35	-0,3	20 A	0,1864	-0,24	0,55	8,56	0,0138
				M	33	1,65		20 A					
	TMR	0,31	7,85	BORDE	17	1,42	-0,16	12 A	0,5863	-0,12	0,19		
				M	19	1,58		12 A					
	TMS	113,54	6,82	BORDE	45	1,07	-0,86	42 A	<0.0001	-0,42	0,5		
				M	81	1,93		42 B					
2014093 3 abr 2014	TMP	1,38	7,51	BORDE	16	1,33	-0,34	12 A	0,2657	-0,03	0,13	0,03	0,8678
				M	20	1,67		12 A					
	TMS	0,85	13,11	BORDE	60	1,43	-0,14	42 A	0,3608	-0,03	0,07		
				M	66	1,57		42 A					
	TMP	0,79	9,41	BORDE	28	1,4	-0,2	20 A	0,3847	-0,05	0,14	0,12	0,9419
				M	32	1,6		20 A					
2014205 24 jul 2014	TMR	1,38	7,51	BORDE	16	1,33	-0,34	12 A	0,2657	-0,06	0,14		
				M	20	1,67		12 A					
	TMS	5,13	12,49	BORDE	56	1,33	-0,34	42 A	0,0289 *	-0,03	0,07		
				M	70	1,67		42 B					
Prueba de Fiedman													
ESCENA	Uso / Transecta	T²	MDS	Trat.	Rangos				valor p (<0,05)	Medias	D.E.	H	valor p (<0,05)
					Suma	Media	Dif.	n					
Imagen 230 / 77													
2013209 28 jul 2013	TMP	1,06	11,85	BORDE	48	1,41	-0,18	34 A	0,3105	-0,01	0,04	3,26	0,1959
				M	54	1,59		34 A					
	TMR	0,08	7,72	BORDE	17	1,55	0,1	11 A	0,7787	-0,01	0,06		
				M	16	1,45		11 A					
	TMS	16,91	10,82	BORDE	49	1,23	-0,55	40 A	0,0002 *	0,03	0,42		
				M	71	1,78		40 B					
2013321 17 nov 2013	TMP	23,77	9,18	BORDE	40	1,18	-0,64	34 A	<0.0001	-0,33	0,52	7,14	0,0281
				M	62	1,82		34 B					
	TMR	0,8	7,46	BORDE	18	1,64	0,28	11 A	0,3911	-0,01	0,2		
				M	15	1,36		11 A					
	TMS	37,47	9,25	BORDE	46	1,15	-0,7	40 A	<0.0001	-0,13	0,97		
				M	74	1,85		40 B					
2014004 4 ene 2014	TMP	9,39	10,63	BORDE	43	1,26	-0,48	34 A	0,0043 *	-0,05	0,09	0,1	0,9493
				M	59	1,74		34 B					
	TMR	2,6	6,90	BORDE	14	1,27	-0,46	11 A	0,1377	-0,04	0,07		
				M	19	1,73		11 A					
	TMS	13	11,23	BORDE	50	1,25	-0,5	40 A	0,0009 *	0,1	0,92		
				M	70	1,75		40 B					
2014068 9 mar 2014	TMP	1,69	9,61	BORDE	30	1,36	-0,28	22 A	0,208	-0,04	0,13	0,14	0,9313
				M	36	1,64		22 A					
	TMR	9	4,74	BORDE	9	1,13	-0,75	8 A	0,0199 *	-0,02	0,03		
				M	15	1,88		8 B					
	TMS	3,62	8,80	BORDE	26	1,3	-0,4	20 A	0,0724	-0,06	0,13		
				M	34	1,7		20 A					
2014180 29 jun 2014	TMP	1,93	11,70	BORDE	47	1,38	-0,24	34 A	0,1736	-0,01	0,03	0,48	0,7884
				M	55	1,62		34 A					
	TMR	0,8	7,46	BORDE	15	1,36	-0,28	11 A	0,3911	-0,01	0,05		
				M	18	1,64		11 A					
	TMS	5,44	12,14	BORDE	53	1,33	-0,35	40 A	0,0249 *	0,04	0,39		
				M	67	1,68		40 B					
2014228 16 ago 2014	TMP	6,74	10,97	BORDE	44	1,29	-0,42	34 A	0,014 *	-0,03	0,08	0,5	0,78
				M	58	1,71		34 B					
	TMR	0,08	7,72	BORDE	16	1,45	-0,1	11 A	0,7787	-0,03	0,08		
				M	17	1,55		11 A					
	TMS	16,91	10,82	BORDE	49	1,23	-0,55	40 A	0,0002 *	-2,60E-03	0,43		
				M	71	1,78		40 B					

A2. Bibliografía adicional del anexo

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Roma: FAO, 298, 0.

- Bastiaanssen, W. G. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of hydrology*, 229(1-2), 87-100.
- Carlson, T. N., Capehart, W. J., & Gillies, R. R. (1995). A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment*, 54(2), 161-167.
- Duffie, J.A. and W.A. Beckman, (1993) *Solar Engineering of Thermal Processes*, Wiley, New York, as summarized in Maidment, *Handbook of Hydrology*.
http://www.engr.scu.edu/~emaurer/tools/calc_solar_cgi.pl.
- FAO (2006) *Riego y Drenaje*, ISSN 0254-5293.
- Garrison, J. D., & Adler, G. P. (1990). Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, 44(4), 225-241.
- Granger, R. J. (2000). Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229(1-2), 70-76.
- Rozenstein, O., Qin, Z., Derimian, Y., & Karnieli, A. (2014). Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm. *Sensors*, 14(4), 5768-5780..
- Shuttleworth, W. J. (1993). Evaporation In: Maidment, *DR Handbook of hydrology*.
- Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of environment*, 90(4), 434-440.
- USGS, 2015, *LANDSAT 8 (L8), DATA USERS HANDBOOK*, LSDS-1574, Version 1.0, Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Van de Griend, A.A., Owe, M., 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of Remote Sensing* 14(6), 1119-1131.

Anexo 3

Capítulo 4

1) Comparación de los modelos para la obtención de ET Di Bella, et al 2000 y MOD16:

Se analizaron dos modelos para determinar la evapotranspiración (ET) en la zona de estudio, el producto de evapotranspiración derivado de MOD16A2 (Running *et al.*, 2017) y un producto derivado del modelo propuesto por Di Bella *et al.*, 2000 a partir de imágenes NOAA – AVHRR. Los valores de ET que arrojan estos modelos varían en función de la región o cobertura vegetal para la cual son utilizados. Para la evaluación, se tomaron como referencia 20 píxeles con cobertura boscosa durante todo el período analizado, y 20 píxeles con desmonte anterior a 2013. Se analizó la integral de la ET para cada píxel para todos los años. Con el modelo de Di Bella *et al.*, 2000 encontramos diferencias significativas entre coberturas ($p < 0.0003$), mientras que estas diferencias no se registraron con el producto de MOD12A2. Por otro lado, García *et al.*, 2013, evaluaron la eficiencia de 3 modelos de estimación de ET, entre ellos los dos antes mencionados, contrastando los resultados con datos obtenidos de torres de Eddy Covariance. Los resultados indicaron que la ET estimada por MOD16 arrojaba los peores resultados respecto a los valores de campo.

2) Modelo GAM propuesto para analizar la evapotranspiración en función de los índices de paisaje obtenidos para celdas de 5400 ha en las planicies del Chaco Semiárido.

El modelo General y Aditivo utilizado para explorar las variables independientes respecto de la ET relativa (E_{rel}) es :

$$y_i = \beta_0 + f_1(X_{i1}) + f_2(X_{i2}) + \dots + f_7(X_{i7}) + \text{factor}(\text{isohietas}_j) + \text{factor}(\text{año}_k) + V + \epsilon$$

$$\epsilon_i = N(0, \sigma^2) \quad \text{y} \quad \text{corr}(\epsilon_s, \epsilon_t) = \begin{cases} 1 & \text{si } s=t \\ \rho & \text{si } s \neq t \end{cases}$$

(Isohietas) $j = \text{“baja”}, \text{“media”} \text{ y } \text{“alta”}$

(Año) $k = 2003 \dots 2014$

donde Y_i son las observaciones de E_{rel}, β_0 es el parámetro que define la ordenada de origen, $f_1(X_{i1}) \dots f_7(X_{i7})$ son las funciones para cada una de las variables independientes (Índices de Paisaje).

El método utilizado es el de *smoothing splines* (Zuur *et al.*, 2009), éstas son estimaciones de función $f(x)$, obtenidas de un conjunto de observaciones y_i del objetivo $f(x_i)$, para equilibrar una medida de bondad de ajuste de la función a las observaciones y_i con una medida derivada de la *smoothness* (suavidad) de $f(x)$. De alguna manera, proporcionan un medio para suavizar un set de datos con mucha variabilidad.

Los términos $\text{factor}(\text{isohietas}_j) + \text{factor}(\text{año}_k)$, indican que cada una de estas variables (isohietas y años) son considerados como efectos aleatorios (Zuur *et al.*, 2009).

Isohietas refiere a los intervalos de precipitación. Los efectos aleatorios están asociados a grupos de observaciones, de unidades experimentales homogéneas (bloques), como en este caso son considerados las Isohietas y cada uno de los años analizados. Estos efectos aleatorios se suman a los efectos fijos del modelo (cada uno de los índices de paisaje).

La estructura de los errores, asume que las observaciones de ETrel no son independientes entre sí. Las correlaciones de un mismo tiempo (año) tienen correlación = 1 y entre distintos tiempos una correlación distinta de 1, estimada por el modelo (Zuur *et al.*, 2009). El análisis se realizó con el paquete “mgcv” en R (Wood 2011; Zuur *et al.*, 2009).

3) Normalidad de la variable de Evapotranspiración

Se verificó que la distribución de la evapotranspiración (ET) obtenida para cada celda de 5.400 ha en la región de estudio entre los años 2003-2014 tuviera comportamiento normal. La heterogeneidad de varianza se representó mediante una función de variancia constante (*Varident*) para cada uno de los niveles de isohietas y años (Pinheiro y Bates, 2000). Para modelar la autocorrelación temporal, se utilizó una estructura de Correlación de Simetría Compuesta para una correlación uniforme (*CorCompSymm*, del paquete *nlme*, Pinheiro *et al.*, 2018). La misma se detalla en el apartado 4 de este mismo anexo.

4) Desarrollo de los componentes de la matriz V desarrollada en el modelo final (Cuadro 4.6).

El modelo resultante se describe a continuación en nomenclatura matricial:

$$Z \sim N(X * \beta, V),$$

donde Z es la variable dependiente ETrel, X es la matriz de las variables independientes (PPAI, NumP, PPAI * NumP), β es el vector de 4 x 1 dimensiones que contiene a los parámetros β_0 , β_1 , β_2 y β_3 y V es la matriz de varianza covarianza.

- La matriz X multiplicada por el vector β resultan en:

$$ETrel = \beta_0 + \beta_1 * PPAI + \beta_2 * NumP + \beta_3 * PPAI * NumP + \varepsilon$$

Sobre la matriz V de varianza covarianza, se aplicaron dos restricciones al modelo:

- varianzas diferentes para cada uno de los niveles de isohietas:

$$\varepsilon_{ij} = N(0, \sigma_j^2) \quad j = "baja", "media", "baja"$$

- estructura de Correlación de Simetría Compuesta donde los errores para cada observación se correlacionan con la estructura:

$$corr(\varepsilon_s, \varepsilon_t) = \begin{cases} 1 & \text{si } s = t \\ p & \text{si } s \neq t \end{cases}$$

Es decir que las observaciones de ETrel no son independientes entre sí. Las correlaciones de un mismo tiempo (año) tienen correlación = 1 y entre distintos tiempos una correlación distinta de 1, estimada por el modelo (Zuur *et al.*, 2009).

5) Resultado de los índices de paisaje obtenidos para la zona de estudio

En la región de estudio las zonas con menor modificación del paisaje a lo largo del período analizado (1976 – 2014) corresponde a las planicies semiáridas del centro y este de la provincia de Formosa, este de la provincia de Salta, norte de Santiago del Estero y noroste de la provincia de Chaco. Esta región, con menor grado de modificación al 2014, corresponde al límite entre las isohietas de 550 y 600 mm (Figura 4.1). Los índices descriptores del paisaje analizados fueron el Porcentaje de área de monte (PPAI); el Número de parches de monte (NumP); Borde medio de parche de monte (BMP); Tamaño medio de parche (TMP); Densidad de borde (Dbor); Tamaño de malla efectiva (TEMA); Relación perímetro área (RPAP); Índice de forma media ponderada por área (IFOR). La descripción de cada índice se detalla en el Capítulo 4, Sección 1.1.3. Los resultados obtenidos por cada año analizado se detallan en las Figuras A 3.1.

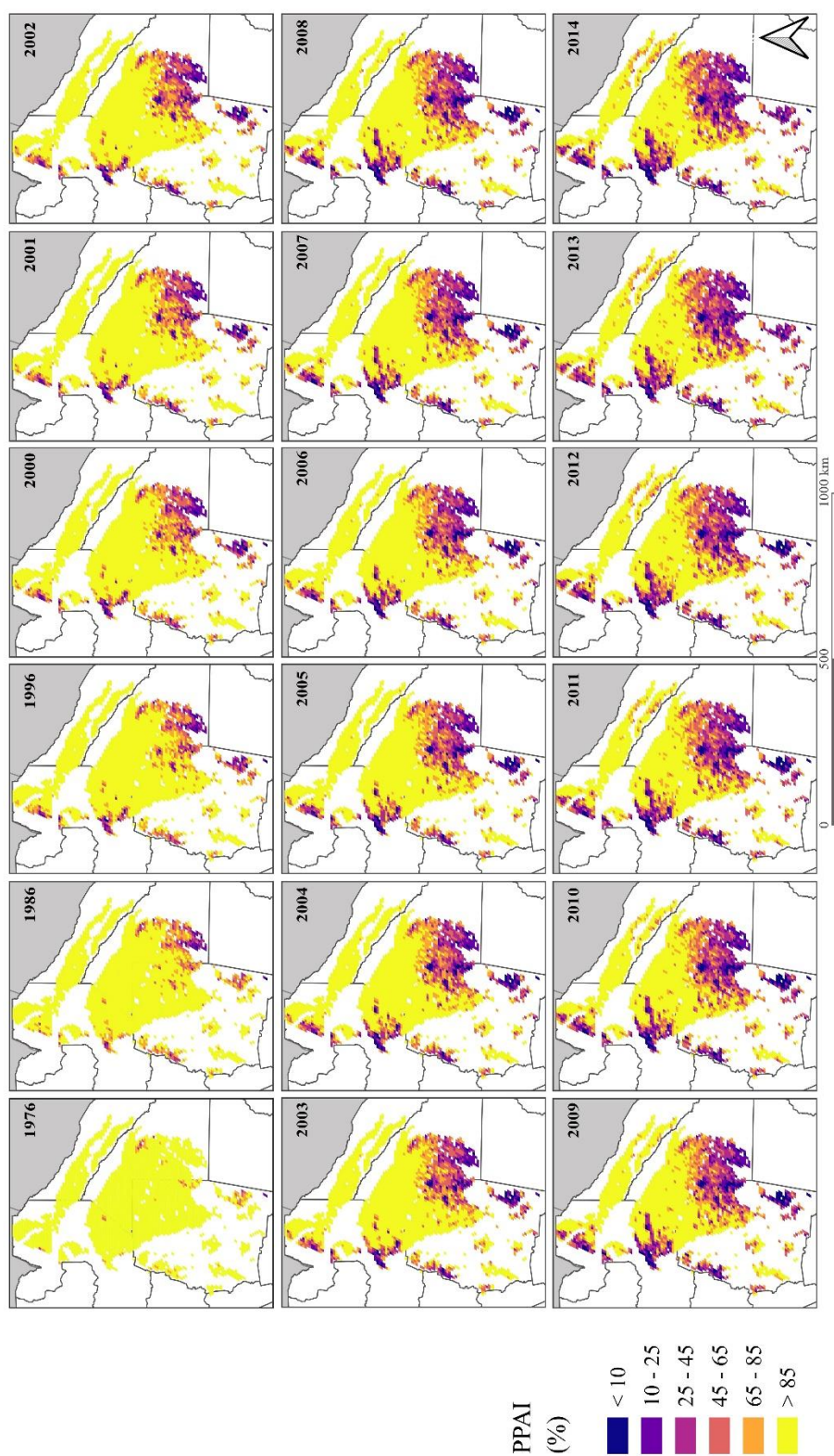


Figura A3.1 a): PPAI: Porcentaje de área de bosque (%) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

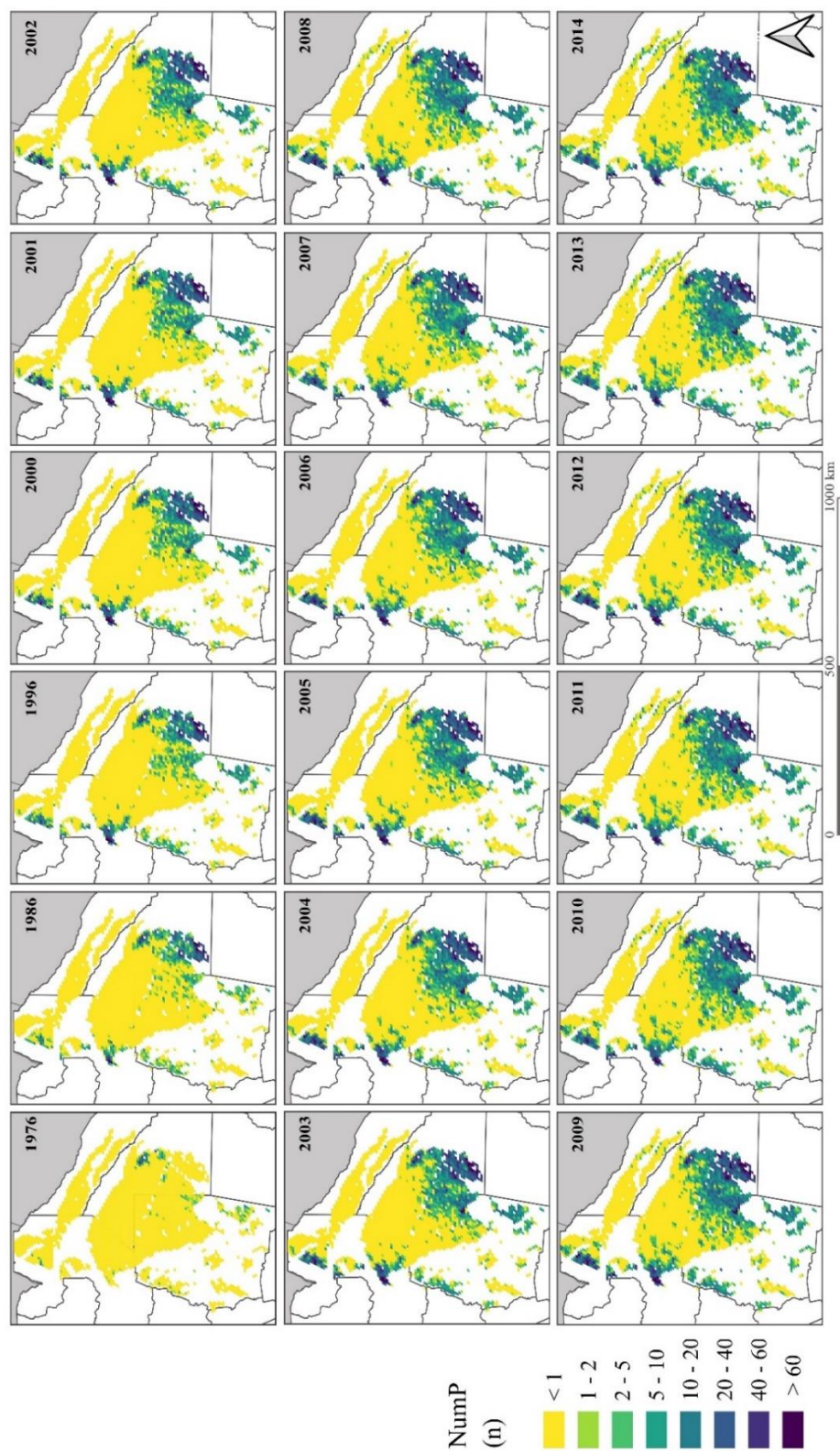


Figura A3.1 b): NumP: Número de parches de monte (n) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

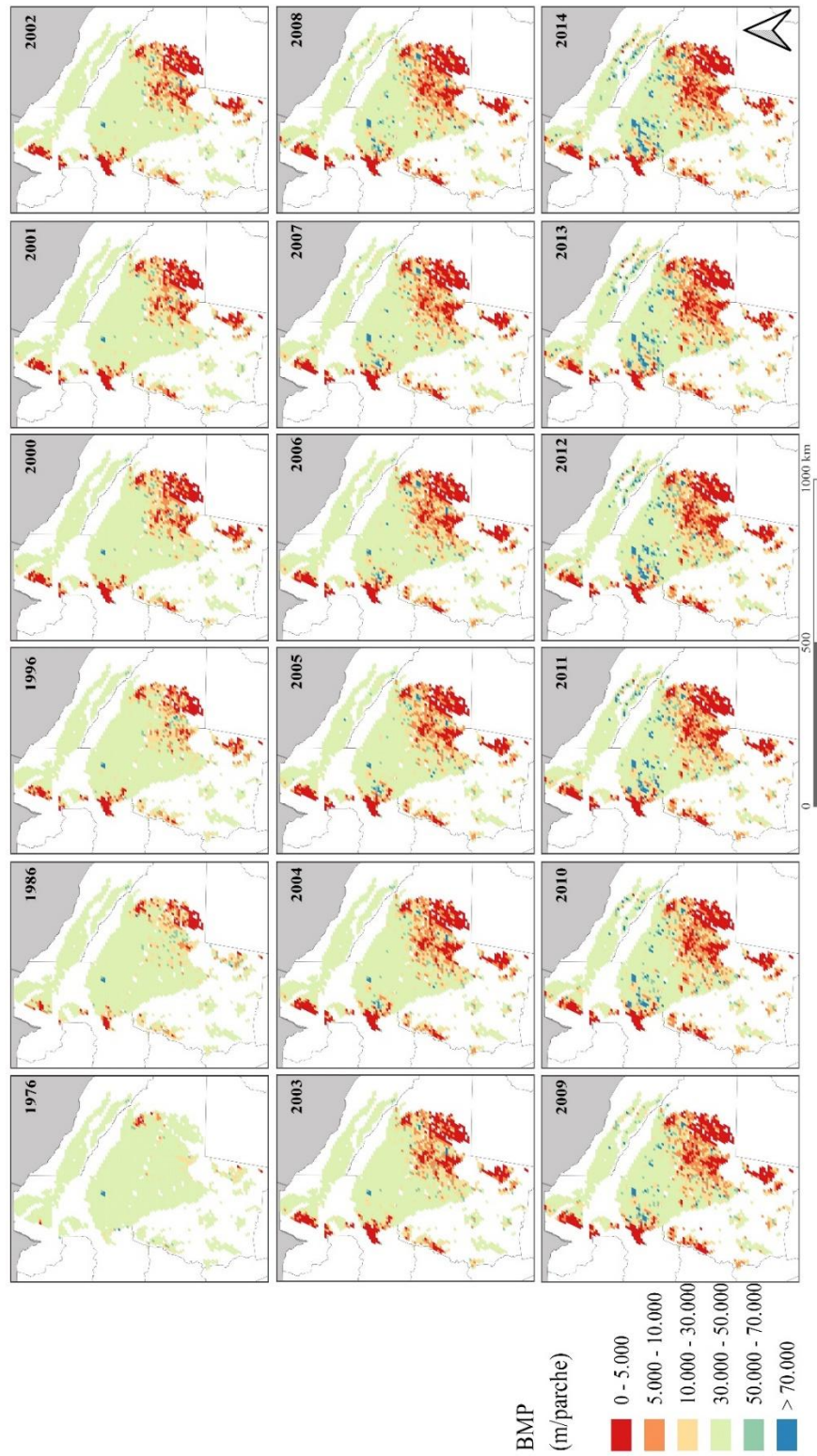


Figura A3.1 c): BMP. Borde medio de parche de monte (m/parche) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

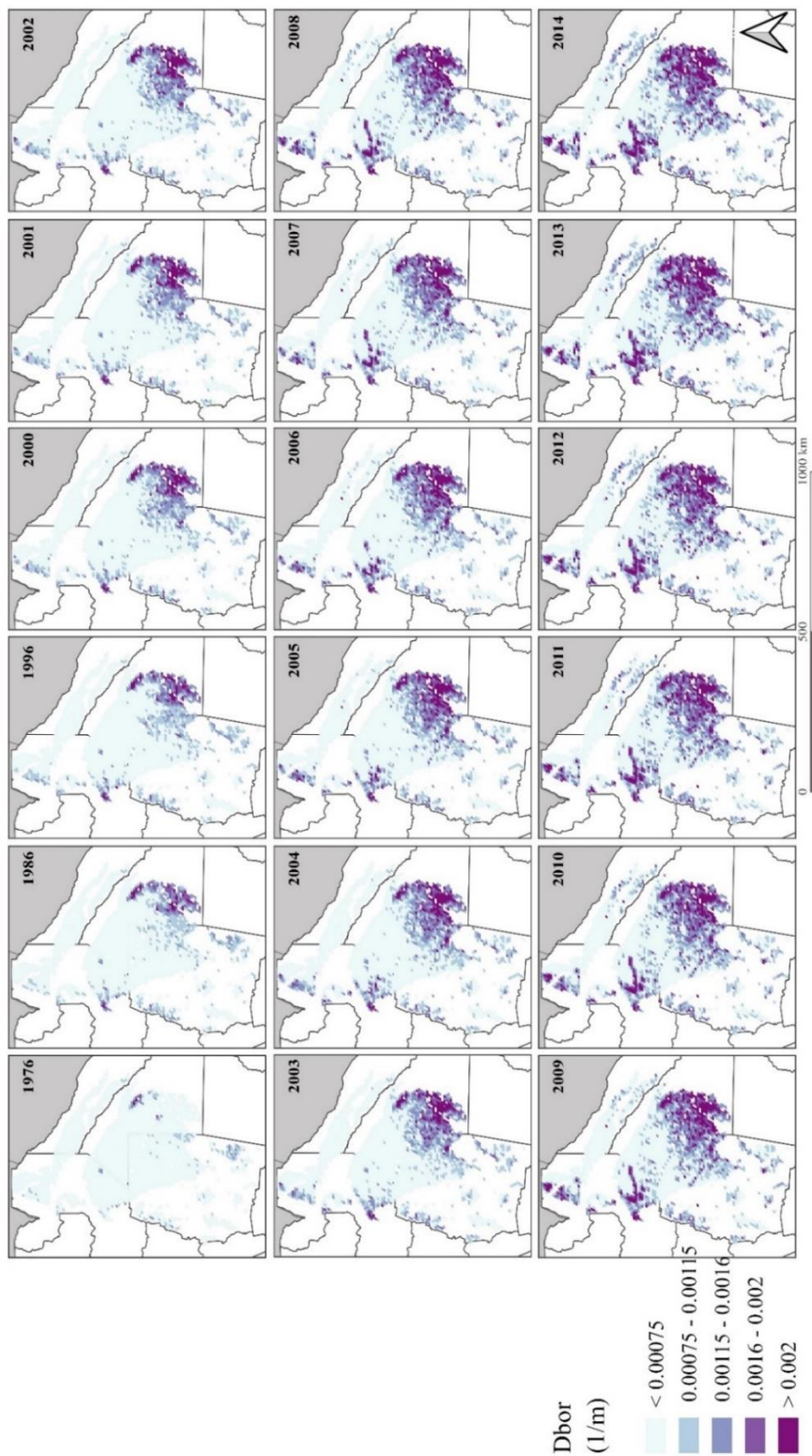


Figura A3.1 d): Dbor. Densidad de borde de monte (1/metro) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

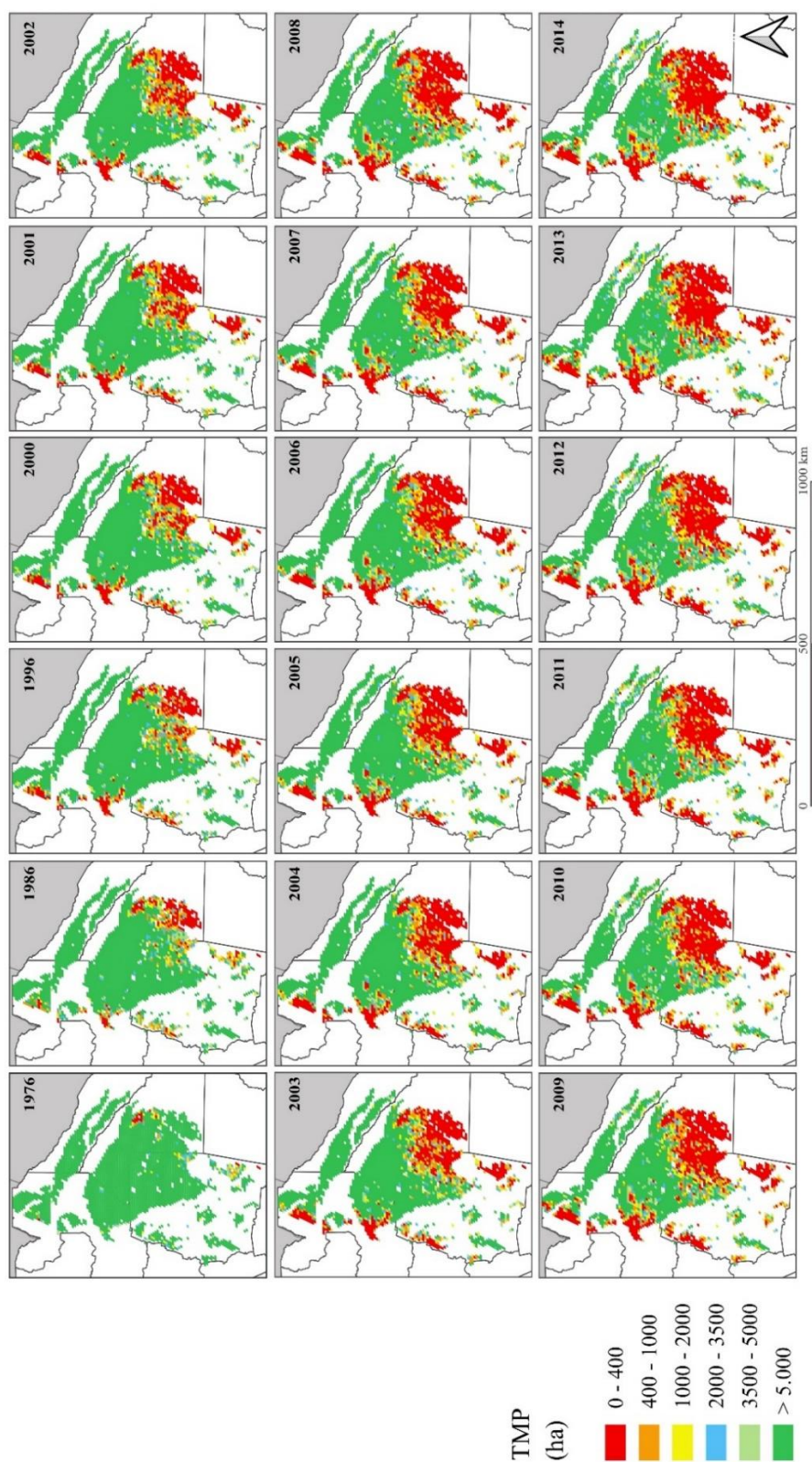


Figura A3.1 e): TMP. Tamaño medio de parche de monte (hectáreas) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

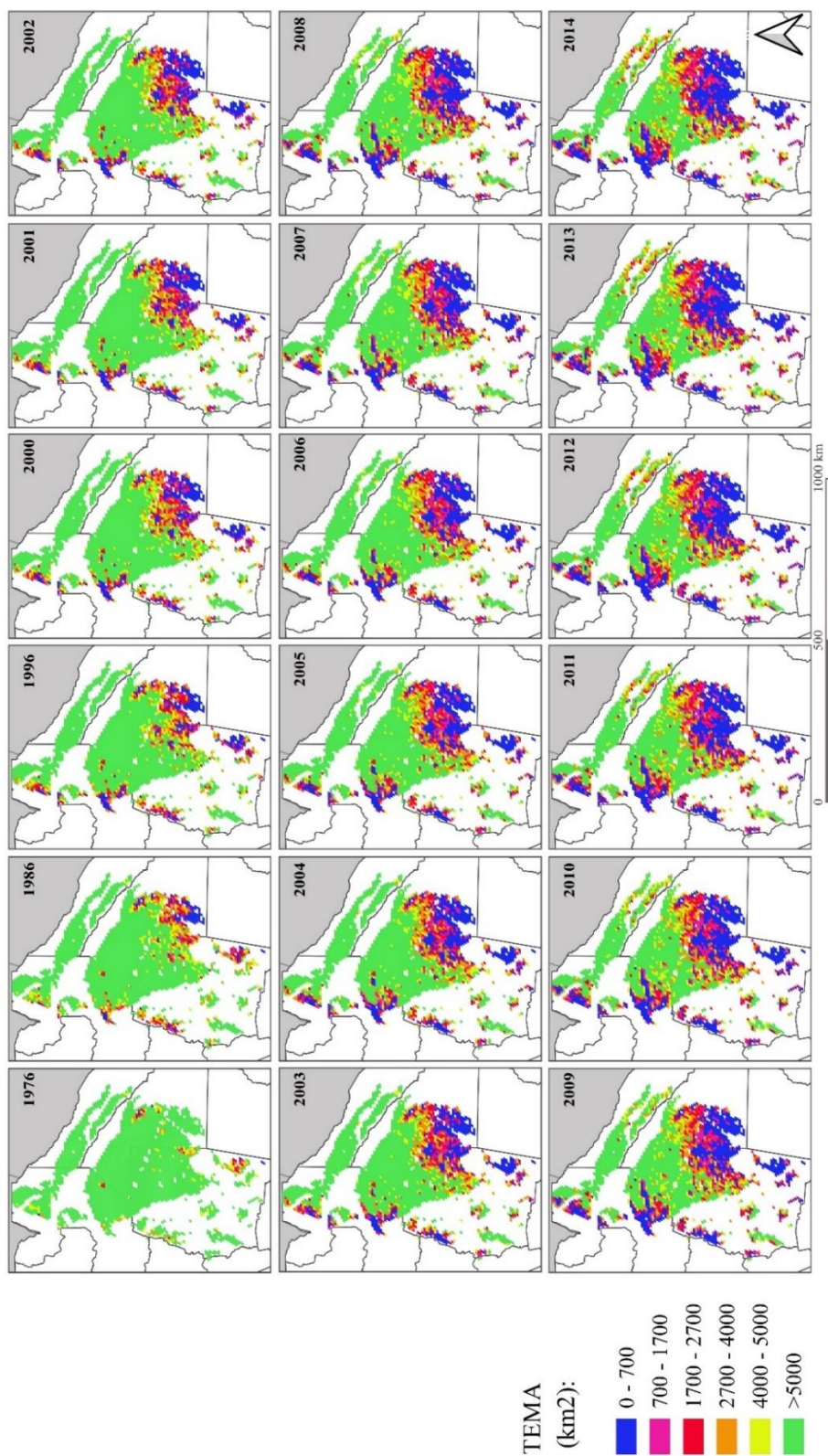


Figura A3.1 f): TEMA. Tamaño efectivo de malla (km²) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

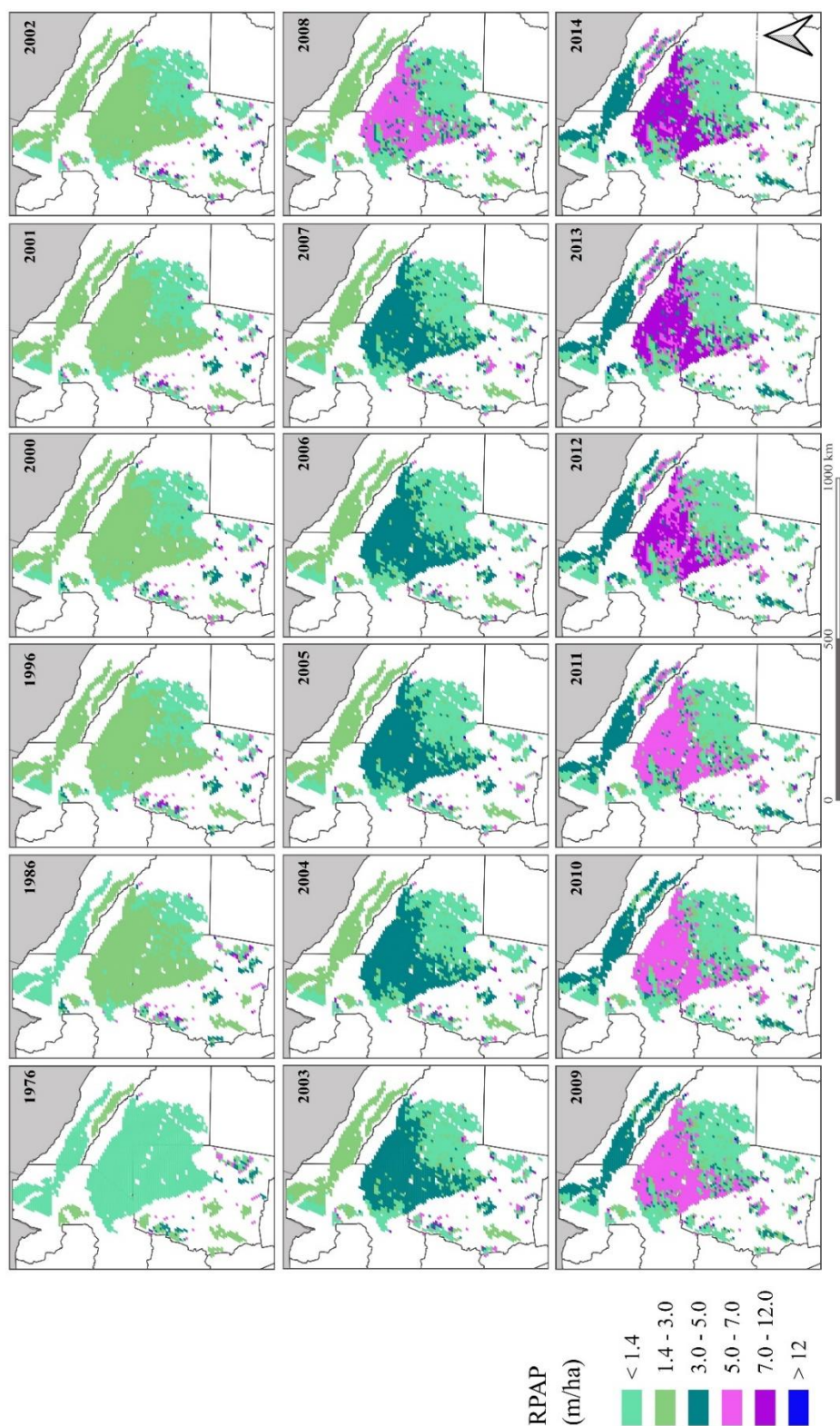


Figura A3.1 g): RPAP. Relación perímetro área ponderada por área (metros/ hectárea) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

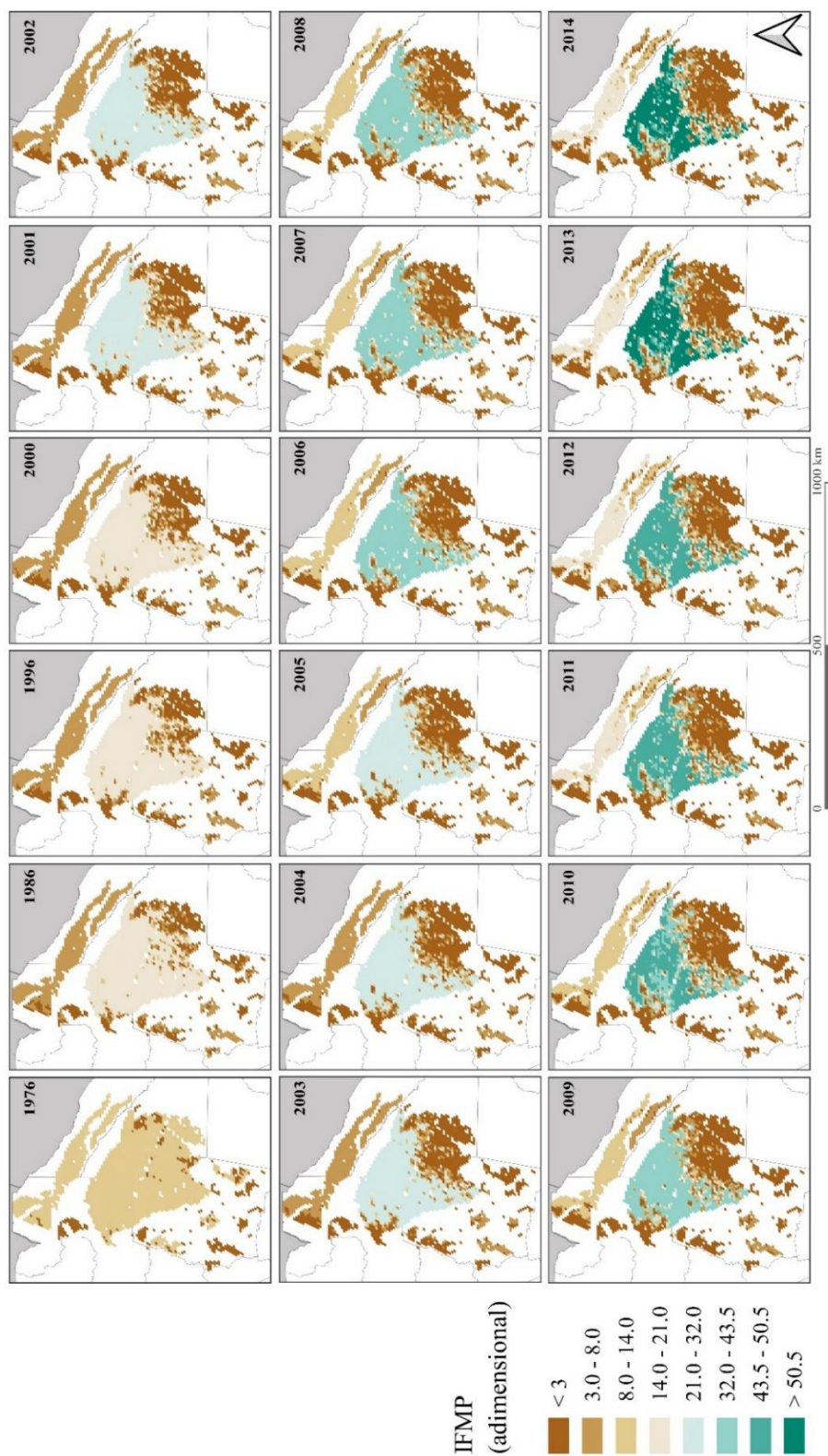


Figura A3.1 h): IFOR. Relación perímetro área ponderada por área (metros/ hectárea) por celda de paisaje (5.400 ha) en las planicies del Chaco Semiárido entre los años 2003 -2014.

El Tamaño Efectivo de Malla (TEMA) resulta un buen índice para sintetizar el grado de

fragmentación del paisaje (Li *et al.*, 2005; Baldi 2007). En la figura A3.2 se muestra la evolución en el tiempo del TEMA. A medida que el TEMA disminuye, el grado de fragmentación del paisaje resulta mayor. Los valores indican que la provincia con menos fragmentación de las planicies semiáridas al año 2014, es la provincia de Formosa con un TEMA promedio de 5.082 km² (DS \pm 817) (Figura 4.3). Luego siguen Chaco, Salta y Santiago del Estero con un promedio de 2.900 km² de TEMA (DS \pm 2.100). En todos los casos, el promedio del TEMA y sus valores mínimos disminuyen con el tiempo. Los valores mínimos altos indican el paisaje se encuentra poco fragmentado. Los valores mínimos más altos corresponden a la provincia de Formosa y a la isohieta de baja precipitación de la provincia de Chaco.

Los sectores en los que el índice TEMA disminuye con mayor magnitud, corresponden a la isohieta media en Salta con una caída de 1.615 km²; luego la isohieta media en Formosa con 1.530 km²; la isohieta baja en Salta con una caída de 1.421 km²; la isohieta media de Santiago del Estero y Chaco con una caída de 1.046 km² (Figura A3.2). Los sectores menos modificados corresponden a las isohietas bajas de Formosa y Chaco con una caída de TEMA de 300 km².



Figura A3.2: Tamaño Efectivo de Malla (km²), promedio en barras grises y valores mínimos en barras naranjas. Cada barra representa el valor promedio o mínimo para un año e isohieta (Alta, Media y Baja), para las zonas de cada provincia (Chaco, Salta, Formosa y Santiago del Estero) comprendidas dentro del área de estudio.

El PCA realizado para analizar la variabilidad de los índices de paisaje (Figura A3.3), indicó que los índices relacionados con medidas de perímetro y borde del monte (NumP, PerMonte y Dbor) tienen un comportamiento similar entre sí pero disímil a aquellos índices relacionados con el tamaño de parches y área de monte. El Componente Principal 1, en donde se observa esta diferenciación explica el 70,7% de la variabilidad. Este resultado sugiere que para incorporar en un modelo variables explicativas de la ET que a su vez tengan un alto grado de representación de la variabilidad en el diseño de paisaje del Chaco Semiárido, se deben tener en cuenta al menos un índice vinculado con las medidas de borde, y un índice vinculado con las medidas de superficie. También se concluye que las variables que describen la superficie de monte, están correlacionadas

entre sí. De la misma manera, las variables que representan al perímetro del borde se encuentran correlacionadas entre sí. El CP2 explica casi el 12 % de la variabilidad, este componente discrimina a los Número de parches (NumP) del Perímetro de monte y la Densidad de Borde, indicando que el NumP tiene un comportamiento algo diferente de las otras dos variables.

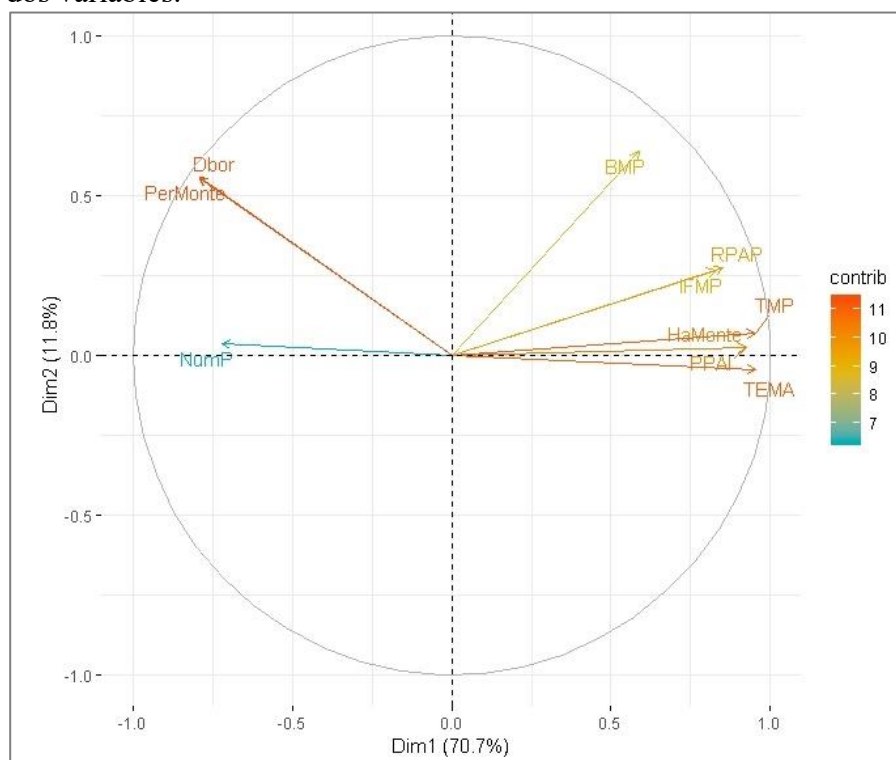


Figura A3.3: Análisis de Componentes Principales (PCA). Se analizó la contribución a la variabilidad de ocho índices de paisaje (Cuadro 4.1) analizados. El color de las variables (contrib) indica el grado de contribución para explicar la variabilidad de los datos. Los porcentajes en cada eje indican el porcentaje de variabilidad explicados por cada uno.

En el análisis propuesto, el parche refiere a situaciones de la matriz de bosque no fragmentada, en líneas generales los parches suelen tener forma muy irregular (IFMP > 30) por tener extracciones del tipo “saca bocado” ocasionadas por la deforestación. En este enfoque, y dada la metodología utilizada, el conteo de parches es sensible a la presencia de cortinas, o pequeñas islas dentro de las submatrices de cultivo/pastura en la matriz boscosa. En este sentido los valores de BMP y TMP resultan valores sintéticos que no representan en buena medida aspectos visibles de la configuración del paisaje.

Anexo 3: Bibliografía adicional del anexo

- Li, H., & Wu, J. (2004). Use and misuse of landscape indices. *Landscape ecology*, 19(4), 389-399.
- Pinheiro, J., Bates, D., DebRoy, S., & Sarkar, D. (2018). R Core Team (2018). nlme: linear and nonlinear mixed effects models. R package version 3.1-137.
- Running, S., Mu, Q., & Zhao, M. (2017). MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC.